

B. I. G.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

126941

ANUARUL INSTITUTULUI
DE
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. LII

126941

BUCUREȘTI
1977



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI
DE
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. LII



BUCUREȘTI
1977



Institutul Geologic al României

CUPRINS

	<u>Pag.</u>
V. Patriciu. O sută de ani de la nașterea lui Hans Stille	I
N. Stan. Studiul proceselor de feldspatizare din seria de Lainici-Păiuș (Munții Vilcan — Carpații Meridionali)	6
Al. Dincă. Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de vest	99



CONTENTS

	<u>Pag.</u>
V. Patriciu. A hundred years from the birth of Hans Stille	I
N. Stan. Feldspathization Processes in the Crystalline Lainici-Păiuș Series Vilcan Mountains — Romania)	6
Al. Dincă. Geology of the Rusca Montană Basin. The Western Part . . .	99



Redactor : MARIA BREBAN
Traducători : ANGELA POLEA, MONICA TOPOR
Ilustrația : V. NIȚU, CONSTANȚA BURLACU

*Dat la cules : aprilie 1977. Bun de tipar octombrie 1977.
Tiraj : 800 ex. Hirtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli
de tipar : 1¼. Comanda 188. Pentru bibliotecă Indicele de cla-
sificare : 55(658)*

Tiparul executat de Întreprinderea Poligrafică „Informația”
Str. Brezolanu nr. 23—25, București



Institutul Geologic al României



(HANS STILLE)
(1876—1966)



O SUTĂ DE ANI DE LA NAȘTEREA LUI HANS STILLE
(1876—1976)

DE

VALERIU PATRICIU

Savantul unanim apreciat, geotectonicianul cu o adânc întemeiată reputație mondială, membru de onoare al Academiei Republicii Socialiste România, al altor 14 din cele mai prestigioase instituții din lume și Doctor Honoris Causa al mai multor universități și politehnici, s-a născut la 8 octombrie 1876 la Hannover. Geologia l-a interesat de când era elev și vizita carierele de roci utile din jurul orașului. A urmat cursurile Politehnicii din Hannover și ale Universității din Göttingen, unde l-a avut ca profesor pe von Koenen. Teza sa de doctorat aduce soluționarea problemelor care se puneau pe atunci cu privire la structura zonei „Teotoburger Wald“.

Opera științifică a lui Stille, cuprinsă în 186 de lucrări publicate, este de o mare amploare și de o importanță științifică fundamentală. Cercetările sale referitoare la întreaga Terra se împletesc atât de strâns cu firul vieții sale, prin munca sa de fiecare zi statornic dedicată geologiei, încât se confirmă că însăși existența omului este inclusă în opera creată. Ar fi zadarnică încercarea de a le descrie separat. Același devotament, cu care s-a dăruit cercetării științifice, a însuflețit și relațiile cu oamenii din jurul său. Aceste relații erau pline de afecțiune nu numai pentru cei pe care i-a apropiat, studenți, colegi și prieteni de toate vîrstele și din toate țările, ci pentru toți oamenii. După cum bogăția de idei a lucrărilor sale decurge din claritatea și logica raționamentului întemeiat pe certitudinea unei documentări minuțioase și multilaterale, tot așa, nesfîrșita lui iubire de oameni pornea dintr-o rară bunătate și neegalată finețe sufletească.

După terminarea studiilor, repartizîndu-i-se sarcina ridicării geologice a unei regiuni întinse, din care făcea parte și zona cercetată pentru lucrarea sa de disertație, el a aprofundat și dezvoltat pînă la perfecțiune metoda de cartare geologică.

Înclinarea sa spre studiile de sinteză, ca urmare firească a celor de atență și profundă analiză, este evidentă încă din primii ani ai activității sale în lucrarea „Liniile geologice în formarea peisajului Germaniei Centrale“.



Lucrările care au urmat se referă la diferite formațiuni geologice din vestul și centrul Germaniei și aduc noi dovezi ale unui ascuțit spirit de observație, asociat cu o exemplară conștiinciozitate în înregistrarea fidelă a constatărilor făcute pe teren. Această metodă de lucru care asigură includerea, cu maximum de claritate în harta geologică a întregului material factic observat, va sta la baza școlii de geologie inițiată de Stille.

Tinărul geolog de odinioară a creat o noțiune nouă, aceea de „tectonică saxonă“, prin care înțelegea totalitatea orogenezelor alpine din Germania Centrală, considerată ca un exemplu de cutare a ramei geosinclinalului alpin. Ca urmare a cercetărilor întreprinse în acest domeniu, a început să analizeze în chip metodic legăturile dintre timp și spațiu în raport cu fenomenele tectonice, pe care le-a putut urmări și clarifica în Germania Centrală. El a observat că aici transformările tectonice s-au petrecut în timpuri diferite și cu intensități deosebite de la o zonă la alta. Așadar, locul în care se desfășoară principalele fenomene tectonice se deplasează datorită mutării punctului de aplicare al forțelor tectonice de maximă intensitate. Pe baza analizei exacte a fenomenelor observate a stabilit pentru prima oară „migrarea formării munților“.

Înainte de a împlini 30 de ani întreprinde interesante studii în America de Sud, unde descoperă importantul „Graben Magdalena“ care formează o lungă vale de scufundare prin care curge Rio Magdalena.

În anul 1908 Stille este numit profesor la Politehnica din Hannover. Datorită acestui fapt activitatea sa de cercetare geologică se desfășoară într-o regiune în care tectonica sării prezintă un interes deosebit. El studiază cauzele și mecanismul formării masivelor de sare și deosebește tectonica „normală“ de aceea mult mai mobilă, pe care o numește „tectonica sării“, caracterizată și prin străpungerea formațiunilor acoperitoare. Tot în această epocă dezvoltă concepția sa despre tectonica saxonă și identifică pentru prima dată faza kimmerică.

În anul 1913 este chemat să profeseze la vechea și reputată universitate din Lipsca. Lecția inaugurală, intitulată: „Evoluții și revoluții tectonice în scoarța pământului“, pune în evidență vastele cunoștințe și preocupări ale geotectonicianului în devenire.

În același an, după o scurtă activitate ca profesor la Lipsca, este chemat la Göttingen ca urmaș al fostului său profesor v. Koenen. Aici el desfășoară o activitate uimitor de fecundă. În primul rînd continuă și adîncește cercetările sale asupra tectonicii sării și extinde studiile referitoare la tectonica saxonă. El reușește să stabilească anumite relații determinante pentru forma și amplasamentul cutelor în funcție de intensitatea forțelor de cutare și de dimensiunile scufundării anterioare. Din ce în ce se accentuează în lucrările sale recunoașterea interdependenței formelor tectonice, ca de exemplu, atunci cînd identifică în structura blocurilor saxone ecoul tectonicii alpine.

Prin cercetări amănunțite arată dependența dintre direcțiile cutărilor și conturul ramei și demonstrează modul de formare al unor



structuri a căror poziție era determinată de condițiile geologice pre-existente. Astfel, Stille ajunge la noi concluzii privind pozițiile „predeterminate“ ale unor structuri. Adevărul rezultat din asemenea studii cu caracter mai mult local a fost verificat prin noi cercetări regionale și extins în cele din urmă la continente. Astfel, stabilește dovada că acest adevăr are un caracter de lege cu o valabilitate mult mai generală.

Lucrările ulterioare vor arăta că însăși marile unități structurale, caracteristice tuturor continentelor, desprinse din „MEGAGEA“, poartă amprenta „predeterminării“ imprimată scoarței terestre de orogeneză assynctică.

Prin studiile publicate încă din primii ani de activitate la Göttingen, prin cursurile și seminariile pe care le ține și mai ales prin contactul de fiecare zi cu studenții săi, creează o nouă școală de geologie, căreia îi închină întreaga sa putere de muncă până la sfârșitul rodniciei sale vieți.

Stille își întemeia cercetările sale pe convingerea că prin analiza minuțioasă a stratigrafiei și prin cercetarea atentă a condițiilor paleogeografice se obține cheia înțelegerii fenomenelor tectonice. Așa se explică faptul că, pornind de la analiza unității tectonice, în care au avut loc cutările saxone, el reușește să pună în evidență legile după care se stabilesc raporturile geotectonice dintre timp și spațiu.

Prin felul său de a fi, prin formația sa spirituală Stille era mereu în căutarea adevărului științific, considerînd că acesta poate fi aflat numai prin studii foarte amănunțite, efectuate cu cea mai mare atenție și cu multă răbdare. Nu se mulțumea cu simpla explicare a unui fenomen, căuta să afle însăși „causa causarum“ pentru a stabili legile după care s-au petrecut fenomenele geologice.

Concepția fundamentală a lui Stille asupra proceselor geotectonice este pusă în evidență încă de la primele lucrări de sinteză cînd definește noțiunile de epirogeneză și orogeneză. El arată că epirogeneza cuprinde mișcările tectonice de lungă durată, care se petrec pe spații întinse cu păstrarea structurii existente. În schimb orogeneză cuprinde procesele de formare a munților, procese care au o durată relativ scurtă și duc la schimbări de structuri reprezentate prin cutări, șariaj și dislocații foarte variate. Aceste perioade scurte, strict delimitate în timp, formează „fazele orogene“ a căror poziție în timp și spațiu trebuie bine precizată, pentru a putea reconstitui imaginea scoarței pămîntului în diferite epoci ale trecutului său.

La obiecțiunea că orogeneză și epirogeneză se întrepătrund și ca atare nu ar putea fi delimitate, Stille răspunde cu un bogat material documentar, pentru a demonstra că și în asemenea cazuri excepționale delimitarea este evidentă. El încheie cu o imagine pe cît de frumoasă pe atît de elocventă spunînd că, așa cum ivirea zorilor de dimineată și venirea amurgului de seară nu șterg deosebirea dintre zi și noapte, tot așa nici întrepătrunderile celor două categorii de mișcări ale scoarței nu pot șterge deosebirea dintre orogeneză și epirogeneză.



Pentru a stabili succesiunea în timp a mișcărilor scoarței și spre a verifica părerea sa că fazele orogene sînt răspindite pe întregul glob, a întreprins numeroase călătorii de studii în toată lumea.

Din confruntarea materialului documentar cu faptele observate pe teren și din studiul comparativ al datelor, au rezultat reguli și legi pe care le-a prezentat într-una din monumentalele sale lucrări apărută în anul 1924 : „Probleme fundamentale ale tectonicii comparate“, în care admirî deopotrivă demonstrația de o logică desăvîrșită și claritatea exemplară a expunerii. Din această carte rezultă un documentat program al cercetărilor și discuțiilor geologice pentru deceniile următoare.

Opera publicată atunci consacră pe Stille ca părinte al geotectonicii moderne și ar fi putut reprezenta încheierea unei activități. Pentru el, însă, a însemnat numai începutul unei noi perioade de muncă uriașă. Documentarea bibliografică, pe cît de amplă pe atît de temeinic analizată, este mereu verificată la fața locului prin observații atente pe teren și consemnarea datelor importante pentru un studiu din ce în ce mai amănunțit, necesar reconstituirii în timp și spațiu a unei imagini cît mai complete și exacte a scoarței globului pămîntesc. În acest scop, neobositul, pasionatul cercetător continuă să adune materialul documentar din toată lumea și stabilește o clasificare a fazelor orogene după ritmul mișcărilor epirogene, după repartitia spațială a lanțurilor muntoase și după raporturile dintre geosinclinale și zonele de cutare.

Prin aprofundarea și extinderea studiilor sale, Stille reușește să dea o imagine luminoasă a originii magmei și a raporturilor tectono-magmatice.

Numeroase călătorii și studii pe teren dau neobositului cercetător posibilitatea să compare înfățișarea tectonică a Europei Centrale cu structura Asiei Centrale, părți din Scandinavia (regiunea Kristiania) cu Germania de Vest, să examineze anumite regiuni din Spania în comparație cu structura „saxonică“ a unor zone din Germania. Rezultatele acestor cercetări sînt prezentate studenților săi de la Göttingen în cursul intitulat „Tectonica Eurasiei“.

În succesiunea neîntreruptă a strălucitelor sale lucrări apare — în anul 1940 — cartea „Introducere în structura Americii“ (717 pagini) de o importanță științifică fundamentală.

Ca urmare a cercetărilor întreprinse pe teren în România, în compania celor mai calificați geologi autohtoni și după ce efectuase în prealabil, timp de cîțiva ani, o temeinică analiză a bibliografiei corespunzătoare, Stille își consemnează convingerile într-o nouă carte : „Evoluția geotectonică a Carpaților“, apărută în anul 1953 și care reprezintă o sinteză cît se poate de reușită a formării munților noștri.

În al nouălea deceniu al veștii sale, Stille, Doctor Honoris Causa a universităților din Berlin, Jena, Tübingen, Hannovera, Sofia, a continuat să studieze și să publice. În anul 1958 (cînd împlinise 82 de ani) a publicat încă o carte de o importanță deosebită : „Tectonica asintică în imaginea geologică a pămîntului“.



În anul 1964 a apărut în U.R.S.S. un volum omagial — editat de forurile academice — cu o foarte interesantă culegere din operele lui Stille.

Simpatia spontană, pe care marele savant și neîntrecut profesor o iradia în jurul său, devenea tot mai puternică, pe măsură ce aveai ocazia să-i cunoști marile sale însușiri spirituale și sufletești.

Profesorul Stille considera că nu numai Terra, pe care o studiasse atât de profund, reprezintă o mare unitate, dar că însăși omenirea alcătuiește un singur tot în care trebuie să domnească solidaritate și armonie deplină, deoarece există spațiu cu resursele materiale și spirituale necesare pentru progresul și fericirea tuturor. Unei omeniri harnice, înțelepte și unite, pământul îi poate asigura cele mai bogate și frumoase perspective.

La mai puțin de trei luni după ce a participat cu o minunată prosepție spirituală la sărbătorirea celor 90 de ani, organizată în semn de nemărginită dragoste, recunoștință și admirație de către foștii săi studenți, s-au închis pentru totdeauna ochii încă vioi pînă în ultima clipă. Ei au încetat a mai reflecta lumina scipitoare a minții marelui cercetător. Această lumină vie a pătruns în cele mai întunecate adîncuri ale pământului, pentru a face să apară mai strălucitor adevărul geologic izvorît din imensitatea spațiului și a timpului. Mina ageră, care a purtat condeiul peste mii și mii de pagini în ritmul neostenit al gîndirii, a rămas nemișcată. Inima viguroasă plină de entuziasm pentru știință și de iubire pentru oameni, fără deosebire de naționalitate, rasă sau credință, a încetat să mai bată.

Vor rămîne însă vii ideile izvorîte din mintea pătrunzătoare a genialului geotectonician, a meticulosului stratigraf, a geologului care îmbina în chip armonios profunzimea analizei cu o neîntrecută atotcuprinzătoare putere de sinteză.

Ar fi posibil ca anumite rezultate mai noi ale cercetărilor, realizate în ultimele decenii în domeniul geostiintelor, să nu se integreze în unele ipoteze emise de Stille. Așa cum l-am cunoscut, sîntem convinși că maestrul, dacă ar mai fi în viață, ar fi încîntat să felicite pe fiecare cercetător, care ar aduce noi adevăruri la lumină.

Ideile sale vor continua să trăiască și să stimuleze cercetările noi, datorită admirabilei și impunătoarei opere științifice pe care a înfăptuit-o.



FELDSPATHIZATION PROCESSES IN THE CRYSTALLINE LAINICI-PĂIUȘ SERIES (VÎLCAN MOUNTAINS-ROMANIA)¹

BY
NICOLAE STAN²

Sommaire

Etude des processus de feldspathisation de la zone de Lainici-Păiuș. L'infrastructure du versant méridional des Monts de Vilcan (Carpats Méridionales — Roumanie) d'âge baïcalien est constituée de la série cristalline de Lainici-Păiuș et des roches granitoïdes. Les roches granitoïdes ont une origine en partie magmatique (granitoïde anatectique de Șușița), en partie métasomatique (roches feldspathisées). La métasomatose alcaline a affectée tant le granitoïde anatectique de Șușița que la série de Lainici-Păiuș. Les principales structures migmatiques sont représentées par des ophtalmites, nébulites, pegmatites. Les roches feldspathisées, postcinématiques en rapport avec l'orogénèse baïcalienne ont apparu à la suite de la circulation préexistente de certaines solutions alcalines pneumatolitiques-hydrothermales ($T \sim 525^{\circ}\text{C}$). Cette conclusion résulte des observations de terrain concernant les occurrences des feldspathes alcalins aussi bien que des investigations effectuées dans le laboratoire : étude microscopique, étude géochimique, comparative des roches feldspathiques, détermination de la triclinité des feldspathes alcalins. La source des alcalis provient, durant le processus évolutif géotectonique du géosynclinal, de la désalcalinisation du substratum sialique situé tout près du domaine anatectique (~ 10 km de profondeur) ; dans une moindre mesure la source des alcalis peut être supposée comme étant le résultat de la différenciation des magmes anatectiques.

CONTENTS

Pag.

1. Introduction	6
2. Concepts Evolution Regarding the pre-Alpine Geological Structure of the Vilcan Massif	9

¹ Thesis of doctor's degree maintained on June 30th, 1975, at the University of Bucharest ; paper received at the editorial staff on July 3rd, 1975 and accepted to be published on October 18th 1975.

² Geological and Geophysical Institute, Str. Caransebeș 1, București.



3. Geological Infrastructure of the Southern Flank of the Vilcan Mountains	12
3.1. Lainici-Păiuș Crystalline Series.	13
3.1.1. Ectinites	14
3.2. Șușița Granitoid	17
3.2.1. Șușița Anatectic Granitoid.	17
4. Metamorphism Types of Infrastructure.	19
4.1. Thermodynamic Regional Metamorphism.	19
4.2. Contact Metamorphism	20
4.3. Retrograde Metamorphism	21
4.4. Alkaline Metasomatic Metamorphism	24
5. Feldspathized Rocks	25
5.1. The Macrostructure of the Feldspathized Anatectic Granitoid (Șușița).	26
5.2. Macrostructure of the Feldspathized Crystalline Schists (Lainici-Păiuș Series)	28
5.2.1. Ophthalmites	29
5.2.2. Nebulites	30
5.2.3. Pegmatoid Structures	31
— Petrogenetic Significance of the Alkaline Feldspar Occurrence.	33
5.3. Morphology, Microstructure and Mineral Occurrences of the Feldspathized Crystalline Schists	35
5.3.1. Quartz	37
5.3.2. Alkaline Feldspar	39
5.3.3. Quartz-Feldspar Relationships	44
5.3.4. Biotite ; Chlorite	46
— Genetical Significance of Microstructure of Feldspathized Crystalline Schists	46
6. Comparative Geochemical Study of Feldspathized Rocks.	47
6.1. Major Elements	48
6.2. Trace Elements Distribution	60
6.3. Data on Alkaline Feldspar Chemism.	70
7. Alkaline Feldspars Origin	72
7.1. Potash Feldspar Origin ; Triclinicity.	72
7.2. Perthites and Antiperthites Origin ; Two Feldspars Problem.	76
8. Alkali Source ; Migration of Metasomatic Components.	78
9. Thermodynamic Conditions of Metamorphism.	81
10. Relationships between Crystalline Schists and Granitoid Rocks during Tectono-Magmatic Evolution	83
11. Age of Feldspathization	86

1. INTRODUCTION

The concept of feldspathized rocks can be taken into discussion only in connexion with the genesis of granitoid and metamorphic rocks. The controversy between Neptunists and Plutonists—begun in the second half of the 18th century by Werner (1749—1817) and Hutton



(1726—1797) contributed to a more complex understanding of the forming processes of the granitoid rocks.

At the end of the 19th century the German school from Heidelberg through the bright personality of Rosenbusch exerted a strong influence on the geological views as regards the genesis of granitic rocks. The granites were considered to have been formed exclusively by crystallization-differentiation from basaltic magma; the penetration of the granitic solutions into the adjacent crystalline rocks was not admitted as possible. At the same time the French school — represented by Michel-Lévy, Lacroix, Barrois and Termier — drew the attention on the role played by mineralizer agents. These ones, rising from depth to the upper parts of the Earth as "Colonne filtrante", are capable to modify the chemical composition of the crystalline schists, the effect being their feldspathization or granitization. As a matter of fact, Virlet used the term of "roches d'imbibition" for the feldspathized crystalline schists since 1884. The mineralizer agents made up of gases, volatile substances, borates and alkali had generally an obscure origin, even if some of the French authors referred to the magmatic solutions.

In 1907 Sederholm distinguished within some crystalline schists a newly-formed quartz-feldspathic part of granitic composition and denominated these rocks as "migmatites". The migmatites and implicitly the feldspathized rocks were formed by penetration and injection of metamorphic rocks with solutions of granitic composition. The ichor emanates from the abyssal zones where the pre-existent rocks were remelted. The melting process was called anatexis and the process through which new rocks resulted, palingenesis. Sederholm explained in this way much better the origin of the mineralizer agents, too. At the same time Holmquist considered the neosomatic fraction of the migmatites as taking place in situ due to the ultrametamorphism processes undergone by the crystalline schists.

From a certain point of view Holmquist's idea was reinterpreted, extended and exaggerated by Perrin and Roubault, Ramberg and Lapadu-Hargues. According to their opinions the granites are the result of the ultrametamorphism. During the metamorphic processes the metasomatic chemical reactions take place in solid state on regional scale. The granitophile elements concentrate "per descensum", give rise to granites, while the granitophile elements migrate "per ascensum". Thus the feldspathized crystalline schists represent an intermediate stage between genuine granites and crystalline schists.

Eskola who already defined in 1915 the concept of metamorphic facies, between 1932—1935 in a series of papers, demonstrated, starting from Sederholm's idea, the petrogenetical importance of anatexis and palingenesis processes. The metamorphic rocks reaching the great depth in the earth's crust displayed in the first stage a state of partial fusion. This differential anatexis in situ closely related to the high-grade metamorphism amphibolitic facies has as result the migmatites



formation. As temperature is increasing toward depth, the quantity of melting is increasing too, originating palingene magmas capable to generate granitic batholiths. Eskola also underlined the role of quartz-feldspathic solutions as control factor of granitization and metasomatic feldspathization of the crystalline schists.

Wegmann (1935) agreed that metasomatism played an important role in the genesis of migmatites, feldspathized rocks and granites, and he appreciated that the ions exchange took place through an intergranular film or through a wet flow medium.

It is noteworthy to point out that the anatexis hypothesis assumed from the Neptunists the idea according to which the granitic rocks had necessarily a liquid-magmatic phase and from the Plutonists the conception according to which these rocks are result of the highest range of metamorphism (ultrametamorphism); or, in other words the anatexis-palingenesis concept rejects the plutonist idea which considered the metamorphism as a product of the granitic intrusions, and at the same time the extreme neptunist conception which showed that granites had never a magmatic state.

If till the appearance of the anatexis theory the ideas dispute took place on an exclusivist position in respect that for Neptunists all granites, migmatites and feldspathized rocks had a metasomatic origin, and for the Plutonists the same rocks had a magmatic origin, at present in most cases both accept more or less the polygenesis of the granitoid rocks. In this way Read (1957) as a "transformist" used the term "granites and granites" while Turner and Verhoogen (1960) as convinced magmatists mentioned that: "The magmatist must admit, from evidence afforded by transitional contact zones, that under favorable circumstances exchange of material between magma and wall rock may be an important petrogenic process, perhaps leading to granitization of the wall rock for considerable distances from the original contact" (p. 381).

Mehnert (1968) in the paper "Migmatites and the origin of granitic rocks", taking into discussion both the origin of the metasomatic granitoids and the magmatic-anatectic ones, is convinced of the polygenesis of the granitoid rocks. The problems become more complicated when the discussion referred to the same and concret object. Not always the field data and the laboratory investigations give enough evidence to draw a conclusion in a certain sense. With all progress made in the last decade concerning the experimental researches that refer to crystallization-differentiation from magma (Tuttle and Bowen, 1958; Piwinskii and Wylie, 1968) rendering the anatectic processes (Winkler and von Platen, 1957-1962; Krank and Oja, 1960), the migration of some metasomatic ions in the presence of some solutions (Wyart, Curien and Sabatier, 1961; Orville, 1962, 1963; Wyart and Sabatier, 1962, 1965), deciphering the inner structure of the potash feldspars by X-ray method (Laves, 1952; MacKenzie and Smith, 1956; Megaw, 1962;



Marfunin, 1962), and a geochemical study of the trace elements (Heier and Taylor, 1959; Barth, 1961; Heier, 1962; Goni, 1966; Hall, 1967) — the problem of the granitoid rocks origin as well as that of the feldspathized ones are in many cases still unsolved. Some granitoid rocks initially anatectic-magmatic, subsequently underwent intense metasomatic and tectonic transformations which change their primary character; in other cases the crystalline schists are so intensely and homogeneously feldspathized that they easily can be mistaken, from all points of view, with the magmatic-anatectic granitoids. Although in many cases a thorough survey of the region could lead to well defined conclusions regarding the origin of the granitoid rocks.

The study region is an obvious example proving the coexistence of the anatectic granitoids besides the metasomatic ones.

2. CONCEPTS EVOLUTION REGARDING THE PRE-ALPINE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE VILCAN MASSIF

The first researches which refer to the geological formation of the Vilcan Mountains are presented in the relevant literature at the end of the 19th century and the beginning of the 20th century.

Ștefănescu in 1883 considered the granite from the Gorj Mountains as piercing the crystalline schists. Drăghiceanu (1890) mentioned these granites as piercing even the Mesozoic formations.

Inkey (1891) and Mrazec (1897) brought the earlier main information regarding the petrographic character and the general structure of the South Carpathians.

Mrazec classified the crystalline schists in two groups: the First Group, of high-grade metamorphism, injected by aplite-pegmatite solutions, and the Second Group of low-grade metamorphism associated with granitic, granodioritic and gabbroic intrusions; the Mesozoic sedimentary rocks are overlaying the two metamorphosed rock groups. The metamorphism age is considered ante-Hercynian, or more probably Hercynian.

Munteanu-Murgoci (1905, 1912) pointed out the abnormal tectonic relationships between the two geologic units established by Mrazec: the Getic Nappe (1st Group) overthrusts the Danubian Autochthon (2nd Group). The overthrust began during Middle Cretaceous but — as Codarcea demonstrated (1940) — unfolded with higher amplexness and reached its completion during the Laramian movements.

The Vilcan Mountains belong to the Autochthon or according to Streckeisen (1932) to the Paring Crystalline.

Ionescu-Bujor (1911, 1912) studied the granitic massif from the Vilcan Mountains, describing it as "Șușița granite" a concept introduced in the relevant literature by Mrazec (1897). Șușița granite is classified by Ionescu-Bujor according to texture, mineralogical composition and areal development, into three main types: Suseni granite, Tismana granite and amphibole granite. The author also described



the contact metamorphic phenomena with the adjacent crystalline schists.

The detailed geological researches in the geographic massives were carried out in the South Carpathians beginning with the first half of the 20th century. This stage represents a progress as regards the more exact knowledge of the development of the geological events in the Vilcan Mountains, too.

Manolescu published in 1937 "Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan"; the text is accompanied by a map, scale 1:75.000, on which he separated the formations of the Getic Nappe (Lotru Crystalline), Autochthon formations (Paring Crystalline) and the Mesozoic sedimentary deposits more or less metamorphosed (Infracretic Complex). Within the Danubian Crystalline unit, the Șușița granite — synonym with Ionescu-Bujor Suseni granite — is considered older than Tismana granite. The crystalline formation of ante-Carboniferous age is subdivided into two subunits: Amphibolites Complex together with detritogen-tuffitic Clastic Series which developed northward, and Lainici-Păiuș Series predominantly quartzitic-arkosian with development in the median and south part of the massif; the last one together with the Șușița granite are pierced by pegmatites, aplites, porphyries and lamprophyres. Between the two great units there is an important and old tectonic dislocation of east-west trending, reactivated even by the Alpine movements, and denominated by Manolescu "Pasul Vulcan-Jiu-Reci Tectonic Zone."

The epizonal metamorphism of the Lainici-Păiuș Series developed during the Caledonian diastrophism, after which the basic rocks were intruded; as a result of the metamorphism of these basic rocks during the Hercynian orogenesis Amphibolites Complex was formed (Manolescu, 1937).

A new stage of knowledge of the geological structure of the Vilcan Massif has begun since 1950.

Pavelescu and Pavelescu contributed to the deciphering of the massif Infrastructure. The terms of "Drăgșan Series" and "Tulișa Series" were introduced in the geological literature. The Drăgșan Series comprises two complexes: Amphibolites Complex and Sericite-Chlorite Complex, and according to Manolescu synonyms with Amphibolites Complex and respectively with Clastic Series. The Sericite-Chlorite Complex is also considered transgressive and discordant both over the Amphibolites Complex and Lainici-Păiuș Series. The feldspathized Drăgșan and Lainici-Păiuș Series are presumed to have been metamorphosed initially under amphibolitic facies, in most part subsequently retromorphosed under greenschist facies (Pavelescu, Pavelescu, 1962, 1970; Pavelescu, 1963).

A part of the lower stratigraphic level which formerly was considered as belonging to the Infracretic Complex and mentioned by Manolescu as "Schela Formation", was divided by Pavelescu in two parts: the Tulișa Series and the genuine Schela Formation.



The Lainici-Păiuș Series and the Amphibolites Complex of the Drăgșan Series are — according to Pavelescu and Răileanu (1963) — Precambrian in age, the Sericite-Chlorite Complex is Cambrian-Ordovician, and the Tulișa Series of Silurian-Carboniferous age. The age of the Schela Formation *sensu stricto* is presumed to be either Carboniferous (Drăghici et al., 1967, Drăghici, 1970) — as Mrazec initially considered it (1897) — or Carboniferous-Liassic (Semak, 1963; Mutihac, 1964).

As the granite from the Danubian Autochthon pierced even the Sericite-Chlorite Complex of the Drăgșan Series and granitic elements are included in the Carboniferous Conglomerate horizon of the Tulișa Series, Codarcea and Pavelescu (1963) considered the granitoid emplacement as taking place during the Caledonian orogenesis.

Nowadays, there is no consensus of opinion regarding the stratonomy of the Tulișa Series; the age of this series varies from author to author between the Cambrian and Carboniferous limits (Pavelescu, Pavelescu, 1964, 1966; Solomon, 1964³, Stănoiu, 1971, 1972, 1973; Năstăseanu, 1973). Micu and Paraschivescu (1970) suggested even the Upper Proterozoic age for the lower part of the Tulișa Series. According to the last opinions, Pavelescu (1970) mentioned as possible the ante-Cambrian age of the granitic massives. In this context, the Lainici-Păiuș Series and the Drăgșani Series are distributed to the Laurentian-Huronian and Assynthian orogenic cycles.

Recently, the results of age determination for some types of granitoid rocks, correlated with data of age determination and palino-logic ones for some crystalline series from South Carpathians (Dessila-Codarcea and Savu, 1967; Silvia Minzatu et al., 1968)⁴ led to the conclusion that the Drăgșan and Lainici-Păiuș Series metamorphosed during the Baikalian orogenesis. During this phase of diastrophism the granitic batholiths were synkinematically intruded into the Lainici-Păiuș metamorphic schists, too. Giușcă et al., (1969) mentioned the pre-Baikalian orogenesis as being at least partly responsible of the metamorphism of the series above mentioned.

Savu, in a series of papers (1970—1973), was dealing with the petrochemistry of the granitoid rocks from the Danubian Autochthon as well as its tectonic relationships with the surrounding crystalline schists. In the Vilcan Mountains, based upon the existent data and personal observations, Savu distinguished three orogenic cycles: Baikalian Cycle, Hercynian Cycle and Alpine Cycle. The same author considered that during the Baikalian orogenesis the Vilcan Massif Infrastructure was consolidated, consisting of the Lainici-Păiuș Series and Șușița granite, meanwhile during the Hercynian orogenesis the Super-

³ I. Solomon Arh. Inst. Geol., București.

⁴ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ioncică, Anca Andăr, Eleonora Vijdea, S. Atanase. Arh. Inst. Geol. București.



structure of the same massif with its Tulişa Series and Schela Formation do appear. The metamorphism manifested many times into Infrastructure. The metamorphic facies of the Lainici-Păiuş Series proper to the greenschists — albite, epidote-bearing amphibolitic subfacies — was regionally changed to facies characteristic of the contact metamorphism due to the heat released by the ascending granitoid body. This complex metamorphism of low pressure (~ 4 kb) and variable temperature ($550\text{--}700^\circ\text{C}$) is denominated as synkinematic or Danubian contact metamorphism and it is parallellized from viewpoint of thermodynamic conditions with Pyrenean metamorphism. The metasomatic migmatites from the Lainici-Păiuş Series have been formed as a result of the infiltration of sodium-potassium, synkinematic solutions during the Baikalian orogenesis. The Hercynian movements have affected the formations from the Infrastructure giving rise to lamination and mylonitization of the granitoid rocks simultaneously with the dynamic retro-morphism and hard mylonitization of the Lainici-Păiuş Series (alloretro-morphism). The metamorphism of the Tulişa Series is characteristic of the greenschist facies (quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies); the metamorphism of the Schela Formation took place at the level of the zeolitic facies toward quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies.

Regarding the genesis of the Tismana granitoids there are two opinions: 1) Bercia and Bercia (1958⁵, 1959⁶), Pavelescu and Pavelescu (1962) considered its formation under the metasomatism of the Şuşiţa granitoid which manifested during the Hercynian orogenesis (Răileanu et al., 1967); 2) Pavelescu and Dimitrescu (1966) assigned to the metasomatic processes a limited role, the origin of the Tismana granitoid being essentially magmatic. Berza (1972) agreed to this point of view, but considered the Tismana granitoid of Baikalian age.

Stan et al. (1964⁷, 1965⁸), Stan (1966⁹, 1971¹⁰, 1972¹¹), Stan (1970) agreed with the metasomatic origin and the regional extent of the feldspathization of the Lainici-Păiuş Crystalline Series within the south part of the Vilcan Mountains; petrochemical and structural arguments have been brought in supporting this idea.

The geochemical behaviour of the chemical elements of the migmatized rocks from the Vilcan Mountains was studied by Stan (1970) and Savu et al. (1974).

3. GEOLOGICAL INFRASTRUCUTRE OF THE SOUTHERN FLANK OF THE VÎLCAN MOUNTAINS

The geological infrastructure of the whole massif was built up during the Baikalian Cycle (Savu, 1970), or even during the pre-

^{5,6} I. Bercia, Elvira Bercia. Arh. Com. Stat. Geol., Bucureşti.

⁷ N. Stan, Gh. Popa, C. Paraschivescu. Arh. Inst. Geol., Bucureşti.

⁸ N. Stan, C. Paraschivescu, Verona Ghiţă. Arh. Inst. Geologic, Bucureşti.

^{9,10,11} N. Stan Arh. Inst. Geol., Bucureşti.



Baikalian Cycle (Giușcă et al., 1970). It is made up of the Drăgșan Series, Lainici-Păiuș Crystalline Series and Șușița granitoid pluton. For the region we are dealing with, namely the southern flank of the Vilcan Mountains consists only of the last two above mentioned formations, the Drăgșan Series will not be analysed here.

3.1. Lainici-Păiuș Crystalline Series

This series is the result of the metamorphism undergone by some psammitic, subordinately pelitic sedimentary deposits.

The Lainici-Păiuș Series appears like monocline of ENE-WSE trending and NNW dipping (Fig. 1) which forms the "northern normal flank of the major Nedeiu-Șușița-Tismana Anticline" (Sav u, 1970).



Fig. 1. — Foliation diagram of the Lainici-Păiuș Crystalline Series; between Bistrița Valley and Jiu Valley. $M = 304$. Contours: 9—6.4—3.2—1.6—0.6‰; N 75—85 E/45 N

The crystalline schists are represented mostly by quartzites, feldspathic quartzites, quartzitic gneisses, and to a less extent by paragneisses and micaschists. Subordinately, there are found dolomitic crystalline limestones, amphibole schists and amphibole gneisses, graphite schists, porphyroids with magmatic quartz phenocrysts. These rocks are difficult to be mapped, the gradual transition from one petrographic type to another being sometimes distinguished on small distances. The recurrences are numerous and irregular. In addition, it is to be noticed the striking character of the retromorphism. In many cases the crystalline schists have an obvious sericitic-chloritic character so that it is very difficult to distinguish the primary minerals in respect to determine the initial petrographic features. The intense subsequently feldspathization undergone by the crystalline schists conceals the petrographic character of the initial rock types too.

In close vicinity with the rocks from the Șușița granitoid characteristic minerals of the magmatic metamorphism are found: sillimanite, andalusite, cordierite, biotite, garnet. Besides schists and silicates bearing crystalline dolomitic limestones do appear. The Lainici-Păiuș Series and

the Șușița granitoid are pierced by lamprophyres and diorite porphyres veins.

For the non-feldspathized Lainici-Păiuș Crystalline Schists, but leaving out the lamprophyre vein rocks, diorite-porphyres and porphyres emplaced after the feldspathization, we shall use the generic denomination of ectinites.

3.1.1. *Ectinites*

The chief minerals of the ectinites are quartz, plagioclase, biotite and muscovite. The quartz-plagioclase association forms quartzites, feldspathic quartzites and paragneisses. These rocks are the principal constituents of the crystalline schists. Biotite and muscovite subordinately participate to the mineralogical composition of the above mentioned rocks but they are so abundant that they sometimes give rise to micaschists with quartz and plagioclase.

Almandine is often found in micaschists and paragneisses.

Calcite, dolomite and graphite appear in the crystalline series as lens-shaped calcareous-dolomitic accumulations of small size and as graphitous schists, more subordinated to the other petrographic rock types.

Actinolitic hornblende is quite accidentally, taking part to the composition of amphibole schists or amphibole gneisses.

Quartz is present in quartzites in proportion of 70—90%. The relict blastopsamitic structures are due to the gritty-conglomerate initial material. Some crystals exhibit a porphyroblastic development with lobate-amoeboïdale outlines. The plagioclase feldspar is very often intensive altered and the determination of anortitic content in many cases is hardly to be done. Usually, it is crowded with secondary minerals: zoisite, clinozoisite, sericite, calcite sometimes epidote. When fresh, the plagioclase exhibits polysynthetic twinning. The anortite content is rather variable and it is noticed its sensible increasing from east to west. If in the Jiu Valley-Șușița Verde-Suseni Zone, the anortite content is of 5—15%, in the Bistrița Valley-Bistricioara Zone the anortite reaches 30%. These data correspond to the observations carried out by Savu (1970) and Berza (1972).

Biotite and muscovite appear as either small nests or as more or less continuous and twist bands.

The accessory minerals of the ectinites from Lainici-Păiuș Crystalline Series are sphene, apatite, zircon, rutile, magnetite and more rare pyrite.

The structure of the ectinitic rocks varies depending on the mineralogical composition. The granoblastic and granolepidoblastic structure are the most frequent. The lepidoblastic structures are subordinate; more rare the granulometablastic and the nematoblastic ones are found.

Even if, as already mentioned, the stratigraphy of the crystalline schists is difficult to be carried out, one may state that the garnets bearing psamitic gneisses are grouped especially in the northwestern



side of the southern flank of the Vilcan Mountains, meanwhile the quartzites and the feldspathic quartzites appear in the southeastern zone, and the micaceous quartzites in the northeastern sector of the region.

Chemically, the ectinites of the Lainici-Păiuș Crystalline Series are plotted in ACF, A'KF triangle within the domain of the graywackes and clays (Table 1 and Fig. 2). It is to be mentioned the low-grade aluminium content of the crystalline schists.

TABLE 1
ACF — A'KF ectinite values ¹²

No.	Sample	A	C	F	A'	K	F
1	145	31,44	13,22	55,34	21,03	15,07	63,90
2	163	40,75	9,00	50,26	32,96	14,87	52,17
3	111	36,00	11,04	52,96	24,44	23,69	51,87
4	97	29,42	11,61	58,86	19,34	16,65	64,01
5	442	37,64	12,18	50,18	28,66	14,85	56,49
6	2372	51,82	35,46	12,72	47,00	16,46	36,54
7	101	36,36	9,99	53,64	24,97	24,23	50,79
8	168	32,09	14,81	53,10	18,34	25,29	56,37
9	149	46,60	7,74	46,10	38,72	14,80	46,48
10	280	30,78	38,52	30,70	0,00	0,00	0,00
11	192	30,72	13,03	56,25	19,35	19,12	61,53
12	175	45,76	16,86	37,38	34,72	20,37	44,91
13	178	31,85	15,24	52,91	19,08	20,18	60,74
14	261	33,54	21,76	44,70	18,50	11,32	70,18
15	95	47,76	8,74	43,50	37,15	21,44	41,41
16	172	40,77	13,51	45,72	32,05	14,20	53,75

¹² The chemical analyses from which the ACF, A'KF values were calculated are rendered in table 2.

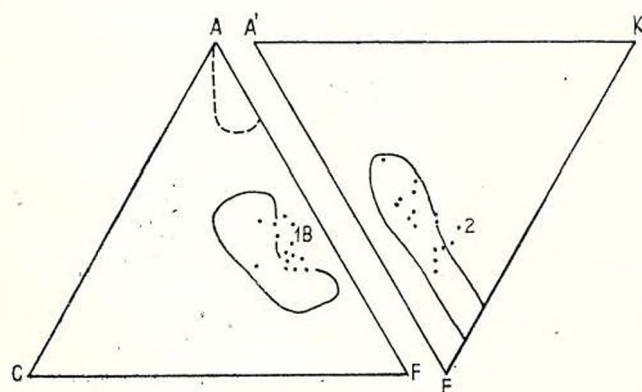


Fig. 2. — ACF, A'KF projection (Winkler's diagram, 1967) of ectinites from Lainici-Păiuș Crystalline Series
— graywacke field;
1 B and 2, clays and schistose clays with/or without carbonate.
---- rich aluminium clays field.

TABLE 2

Chemical composition

No	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total	Localization
1	145	80,25	8,37	0,94	2,69	0,06	1,85	1,18	1,26	1,87	0,36	0,04	0,00	0,00	1,06	99,89	Suşita Valley
2	163	78,97	9,65	0,96	2,38	0,04	1,42	0,77	1,56	1,85	0,45	0,06	0,00	0,11	1,50	99,72	Suşita "
3	111	77,41	9,28	2,07	2,46	0,03	1,17	0,81	1,96	2,74	0,38	0,05	0,00	0,02	1,49	100,07	Porcu "
4	97	76,55	10,70	0,56	4,03	0,05	2,40	1,35	1,25	2,85	0,73	0,05	0,00	0,00	0,85	100,35	Lăcşorii Creek
5	442	75,92	9,92	2,00	3,15	0,05	1,85	1,40	1,13	2,24	0,60	0,13	0,00	0,00	1,58	99,97	Suseni Valley
6	2372	75,00	15,03	0,53	0,36	0,00	0,71	3,72	3,00	0,96	0,20	0,14	0,00	0,00	0,77	100,42	Lunga "
7	101	74,56	9,74	2,40	2,43	0,01	2,04	1,04	0,80	3,80	0,66	0,12	0,00	0,00	1,99	99,79	Lăcşorii Creek
8	168	74,10	10,85	0,46	4,03	0,05	1,05	1,40	1,37	3,50	0,72	0,08	0,00	0,00	1,55	99,16	Măcriş Valley
9	149	72,85	12,80	0,85	4,10	0,05	1,30	0,90	0,75	2,70	0,72	0,04	0,00	0,15	1,80	99,01	Suşita "
10	280	65,20	12,60	2,43	3,43	0,18	2,25	7,70	1,13	1,34	0,65	0,18	0,00	0,43	2,33	99,85	Bistriţa "
11	192	63,70	13,90	2,50	5,15	0,12	2,44	1,87	2,31	3,92	0,60	0,10	0,00	0,00	2,97	99,58	Măcriş "
12	175	63,50	18,80	1,15	2,30	0,07	1,84	3,05	3,70	3,36	0,45	0,13	0,70	0,03	1,31	100,59	Măcriş "
13	178	62,00	16,10	1,41	3,96	0,09	3,60	2,98	1,90	4,56	0,60	0,11	0,38	0,03	2,25	99,98	Măcriş "
14	261	60,00	17,50	1,67	5,30	0,12	2,90	4,48	2,96	2,24	1,02	0,35	0,00	0,32	1,15	100,01	Bistriţa "
15	95	57,45	20,25	2,40	4,60	0,05	2,40	1,40	0,80	6,06	0,92	0,00	0,00	0,28	3,10	99,71	Lăcşorii Creek
16	172	55,65	17,80	5,50	1,90	0,07	3,35	2,94	5,04	2,75	1,02	0,85	0,00	0,00	2,95	99,60	Măcriş Valley

3.2. Șușița Granitoid

The concept of "Șușița granite" was introduced by Mrazec (1897) for the intrusive rocks that appear in the Vilcan Mountains and Paring Mountains between the Vălari and Novaci localities.

Later on, Ionescu-Bujor (1912) considered as Șușița granite the following granites: Tismana pegmatoide alkaline granite, Suseni chalcocic microgranular granite (corresponding to the Șușița granite-sensu Mrazec) as well as "Amphibole granite" which occurs in the northwestern side of the Vilcan massif.

Manolescu and all the other researchers accepted the notion of Șușița granite as it was described by Mrazec. The denomination of "Tismana granite" is preserved as well as that of "Amphibole granite" which nowadays is known as "Frumosu granite".

Manolescu (1937) stated the magmatic origin of Șușița granite, understanding its differentiation from an unique basaltic melting (sensu Rosenbusch). As a matter of fact, the former researchers (Ștefănescu, Drăghiceanu, Inkey, Mrazec, Ionescu-Bujor) admitted, more or less explicitly, the same genesis.

The lithogenic origin of the granitic magmas from the South Carpathians was supposed by Codarcea and Pavelescu (1963) and later on accepted by Savu et al. (1972—1974). The Șușița granitoid, in certain zones, were metasomatically feldspathized (Bercia, 1959¹³; Stan, 1970; 1971, 1972¹⁴).

The Șușița granitoid pluton continuously outcrops between Runcu and Bumbești within an area of about 40 km². Eastward it is crossed on a distance of about 10 km by Jiul Valley. The general trending of the granitoid pluton is WSW-ENE, according to the strike of the crystalline schists. Westward, the granitoid pluton plunges and gradually narrows under the blanket of the Mesozoic limestones and Lainici-Păiuș Series. Innermost of the granitoid massif numerous layers of crystalline schists whose thickness varies from decimeters to tens of meter are found. These layers generally preserve the tendency of orientation of the major structure of the Vilcan Massif. Sometimes the granitoid batholith shows laminated facies. On its northern side high lamination of 1—3 km in width leads to the complete transformation of the granitoid into chlorite-sericite schists. In order to make the difference between the granitoids formed by crystallization-differentiation and the metasomatic granitoids both appearing in the study area, we shall use the term Șușița anatectic granitoid for the first one.

3.2.1. Șușița Anatectic Granitoid

The Șușița anatectic granitoid consists of granodiorites and granites as main petrographic types, the diorites being quantitatively subordi-

¹³ Op. cit. pct. 6.

¹⁴ Op. cit. pct. 10, 11.



nated. Among these rock types gradual transition is very often distinguished.

The granitoids consist mainly of potash feldspar, biotite, muscovite and amphibole; accessory minerals are apatite, zircon, sphene, orthite and sagenite.

The quartz appears as large amounts in the granites (25—35%) and granodiorites (20—25%); in diorites quartz may lack or may reach 10%. Within the massive granitoid usually the interstitial quartz has xenomorphic habit and its undulatory extinction becomes higher in the laminated granitoid type. Within the mylonitized granite the elliptically-shaped crystalloclastic minerals are surrounded by small-sized quartz crystals resulted through the crushing pressure of the magmatic crystals. Due to the strong pressure the quartz porphyroclasts become biaxial.

The chief constituent of the granites is the plagioclase (40—60%; An_{5-15}) which is twinned in Albite or Albite-Karlsbad law. Usually, the plagioclase is either sericitized, more rare epidotized or converted into zoisite and clinozoisite.

The potash feldspar is quantitatively subordinated to plagioclase. In granites the potash feldspar reaches 20%, in granodiorites up to 15%, and in diorites up to 10% sometimes its lack being noticed. The K-feldspar is represented by perthite sometimes albitized ("schaohbreitalbite"). Near the contact with the potash feldspar, the plagioclase shows a narrow albitic reaction rim (0.02—0.10 mm).

The hornblende appears only in granodiorites and diorites in proportion of 10—15%, having two aspects: a) the common hornblende striking pleochroic: Ng=dark green, Nm=yellowish green, Np=yellow-light yellow; $c/ng=23-24^\circ$ and b) the fibrous actinolitic hornblende with $c/ng=16-18^\circ$. Savu mentioned the fibrous hornblende in association with stilpnomelane.

The biotite (8—10%) is strongly converted into chlorite with limonitic aggregates along the fissures. A secondary biotite has been formed at the expense of hornblende. The aplitic and quartz veins are the latest manifestation of the magmatic activity related to the granitoid pluton. Unhomogeneously spread, these veins penetrate the adjacent Lainici-Păiuș Crystalline Series. The aplites are made up of about 90% in weight of quartz and plagioclase (An_{5-10}); biotite, muscovite, apatite, zircon, sphene, rutile, clinozoisite, epidote, garnet and tourmaline add to them. The aplitic rock have a suchrose aspect, with panidiomorphic-hypidiomorphic texture, and massive and vaguely oriented structure. The quartz and plagioclase crystals are of small size (1—3 mm) as compared to the size of the minerals which form the genuine granitoid body. This aspect proves the crystallization of the aplites and the quartz veins during the final phase of the magmatic differentiation under low temperature and pressure conditions. The quartz veins are



generally thin (2—10 cm) and white or glassy violaceous in colour; sometimes in their inner zone vugs lined with millimetric bipyramidal quartz crystals do appear.

4. METAMORPHISM TYPES OF INFRASTRUCTURE

During the three phases of orogenesis — Baikalian, Hercynian and Alpine — or even within the same orogenesis the Infrastructure of the Vilcan Massif underwent numerous metamorphic transformations. On the basis of the data provided by the relevant literature as well as our observations, the following types of metamorphism can be distinguished: thermodynamic regional metamorphism, contact metamorphism, retrograde metamorphism and alkaline metasomatic metamorphism.

4.1. Thermodynamic Regional Metamorphism

This isochemical metamorphism led to the transformation of the sediments into crystalline schists under the complex action of the burial metamorphism with diastrophism.

The intensity of the regional metamorphism can be estimated only generally, as on the one hand most of the metamorphosed sediments were poor in alkali (see diagram $A C F : A'KF$), so that the index minerals could not have been formed; on the other hand, the subsequent metamorphic effects successively juxtaposed and especially the repeated metamorphism and the alkaline metasomatic metamorphism changed to a great extent the primary character of the mineral associations. Although the plagioclase with an An content which rarely may reach 30%, the relict biotite and garnet lead to the conclusion, accepted by other researchers, too (see chapter 2), that the regional metamorphism took place, at least in some zones, under an amphibolitic facies (sensu Winkler, 1967); in other sectors, the metamorphism probably developed under the high-degree greenschist facies. This variation of the metamorphism intensity seems to correspond to the reality as in the central and eastern part of the massif the plagioclase shows low An content (An₁₅₋₁₇), while westerly the An content is increasing (An₂₅₋₃₀).

In the deepest zones of the geosyncline due to the ultrametamorphism the crystalline schists surpassing the lower limit of the anatexis ($T=670^{\circ}$, $p=2.000$ b: Winkler, 1967) are transformed into palingene magmas which through crystallization-differentiation give rise to the Șușița anatectic granitoid. The rise of the anatectic magma toward the upper zones of the earth is due to the Baikalian diastrophism. We consider that the heat released by the Șușița granitoid into the crystalline schists, at the latest level of erosion, could not transform on a regional scale the metamorphism of the crystalline schists already



formed at the moment of the intrusion. Most of the caloric energy emanated by the granitoid batholith was rapidly consumed at the immediate contact with the crystalline schists almost consolidated, only minerals characteristic of the contact metamorphism being generated.

During its intrusion the Șușița granitoid underwent a slight orientation, due to the regional thermodynamic metamorphism. It got a gneissic structure, especially visible megascopically. Microscopically the rock forming minerals are in many cases unaltered and do not show mechanical deformations. These gneissic facies appear more evident on the Sohodol and Porcu Valleys and in the Runcu Quarry.

4.2. Contact Metamorphism

The magmatic metamorphism developed at the contact between the Șușița anatectic granitoids and the Lainici-Păiuș Crystalline Series. The involved metasomatism was manifested on very small distances, therefore essential is the isochemical metamorphism. In this case the main control factor was the high temperature of magmas (probably over 650°C) and in connection with this the contrast of the temperature between the granitic magmas and the crystalline rocks. Small quantities of magmatic solutions resulted from the contact reactions have weakly penetrated into the adjacent rocks. Owing to the development at an upper level of this process the pressure of the contact metamorphism was lower as compared to that of the regional metamorphism.

The minerals specific to the contact thermal metamorphism were described or only mentioned by Ionescu-Bujor (1911, 1912), Manolescu (1937), Stan et al. (1964¹⁵), Savu (1970), Berza and Gheorghiuțescu (1970), Berza et al (1971). The characteristic mineral associations are the following :

— quartz-sillimanite-cordierite-almadine-biotite-muscovite-alkaline feldspar-plagioclase ;

— quartz-alkaline feldspar-plagioclase-almadine-biotite-muscovite ;

— plagioclase-diopside-hornblende-biotite ;

— calcite-diopside-forsterite-garnet \pm quartz ;

— quartz-biotite-tourmaline-plagioclase ;

— andalusite-sillimanite-biotite-muscovite-quartz.

Sillimanite appears as well developed crystals, 3—5 cm in length, oriented with the axis c almost parallel with the schistosity, or divergent spread as minute rods ; $2V=20^\circ$; $Ng-Np=0.021$; cleavage (001) perpendicular on the axis c is obvious.

Biotite exhibits flaky or lamellar habit with a high polychroism $Ng=brown$; $Nm, Np=golden\ yellow$; $2V$ very small, almost uniaxial. The sagenite sometimes has been separated in the inner part of the biotite crystals, forming typical textures. Biotite is transformed into penine (negative elongation with light green polychroism, $Ng=yellow-colourless$).

¹⁵ Op. cit. pct. 7.



126941

Cordierite usually is pinnitized and has a very low birefringence : $N_m - N_p = 0.0054$.

Muscovite is usually intergrown with the biotite and it is slightly sericitized.

Almandine exhibits dodecahedron habits. Some almandine crystals are completely coated by biotite as turban-like aureola.

Tourmaline is a typical pneumatolytic mineral. It appears as equigranular or prismatic crystals of 1—2 mm in diameter. The polychroism is remarkable : N_g = light yellow, N_p = brownish yellow. Usually the tourmaline is associated with biotite on whose expense it was formed ; while the tourmaline quantity increases, the biotite quantity decreases.

Diopside shows a pale polychroism ; c/ng 41—43° ; sometimes it is slightly uralitized.

Andalusite is associated with biotite, muscovite, fibrous sillimanite and quartz. The polychroism is N_p = pink, N_m = light pink ; very often it is included by the quartz and exhibits an obvious cleavage according to the elongation direction.

Amphibole is represented by common hornblende which usually is converted to actinolite, partially opacitized.

Epidote, zoisite and clinozoisite are frequent in the amphibole-plagioclase hornfels. Calcite is present too.

The accessory minerals are apatite, zircon, sphene, pyrite, magnetite and orthite.

The contact schists partially preserve the initial structure given by the regional synkinematic metamorphism ; granoblastic, granolepidoblastic and granonematoblastic structures are frequent. Some of the thermal contact minerals, especially the fibrous ones — as sillimanite, amphibole and even the lamellar minerals — do not always display a conformable disposal with the initial structure of the rock, but a non-conformable one. The "decussate" structures are in many cases obvious and significant ; they show that the contact minerals were formed during a subsequent stage of the regional metamorphism. The parageneses mentioned are locally developed, mostly in close vicinity of the anatectic granitoid rocks.

The sillimanite, cordierite, almandine, biotite and muscovite schists appear along the Jiu Valley, Mare Valley (Vai de Ei) and Bilita Valley. Almandine, diopside, forsterite, brown hornblende, biotite schists are present along the Lăcșori Creek and Sohodol Valley near the contact with the limestones, crystalline dolomites and amphibole schists. The biotite-tourmaline hornfels have been encountered along the Viezuioiu Valley.

4.3. Retrograde Metamorphism

Unlike the types of metamorphism mentioned, the retremorphism took place in the infrastructure of the region during a long time interval, namely from the end of the Baikalian orogenesis till the Alpine



orogenesis. The Hercynian and Alpine foldings which determined the formation of the Superstructure of the Vîlcăni Massif did not accentuate the regional metamorphism of the Infrastructure, but on the contrary they contributed to the retromorphism of this one. The Hercynian metamorphism of the Tulîşa Series is slighter than the Baikalian metamorphism, and the Alpine metamorphism of the Schela Formation is less intense than the Hercynian metamorphism (see chapter 2). Consequently, the primary mineral associations of the crystalline schists of the Lainici-Păiuş Series and of the granitoid rocks adapted themselves to the new conditions of the lower temperature and pressure. The disjunctive tectonic dislocations or the dynamometamorphic overthrusts, as well as the postmagmatic solutions contributed, during different stages of the Massif evolution, to the retrograde metamorphism of the initial facies of the Infrastructure.

In the Şuşita anatectic granitoids the Baikalian retromorphism ("autoretromorphism", Savu, 1970) has manifested by many transformations of the chief primary minerals. Due to these transformations the plagioclase has been converted into sericite, albite and epidote; the biotite and hornblende have been replaced by chlorite, phengite and asbestos (Manolescu, 1937; Trifulescu and Teodorescu, 1963). Stilpnomelane is included by quartz, albite and orthoclase of low temperature (Savu, 1972). All these aspects give evidence of the postmagmatic solution circulation.

We must admit that within the crystalline schists, the retrograde metamorphism begun to manifest before the feldspathization for the fresh alkaline feldspars and the newly formed quartz contain inclusions of altered minerals, i.e. chloritized mafic minerals, saussuritized and sericitized plagioclase. The intensely feldspathized zones coincide at a regional scale with the intensely mylonitized zones. The last ones constitute favourable channels of access for the alkaline solutions which produced the feldspathization. The general orientation of the dislocation plans, the overthrusts from the end of the Baikalian orogenesis are materialized in the trend of feldspathization zones. The N 75—85 E strike of the crystalline schists coincided with those of the feldspathized zones.

The retromorphism of the Infrastructure went on during the post-Baikalian orogenic phase (allotretromorphism: Savu, 1970); evidence is given by the changing due to lamination of the Şuşita granitoids on the north side of the batholith into sericite-chlorite schists. As Manolescu supposed (1937) over the sericitization produced by hydrothermal solutions circulation, an intense sericitization determined by the stress superposed. The mylonitic facies is developed during the Hercynian and/or Alpine movements, as the Şuşita metagranitoid overthrusts tectonically the Schela Formation of Carboniferous-Liassic age. The transition from the massive facies to the laminated one is gradual and may be followed continuously step by step in the outcrops along the Şuşita Valley. As one may notice, the trend of the post-Baikalian dynamometamorphic stress superposed over the Baikalian one (Fig. 3; see diagrams 1 and 3 c d).



The phenoblasts of alkaline feldspar from the Șușița granites and of the crystalline schists lasted rather well during the crushing processes. The alkaline feldspar phenoblasts are contorted or crushed only in

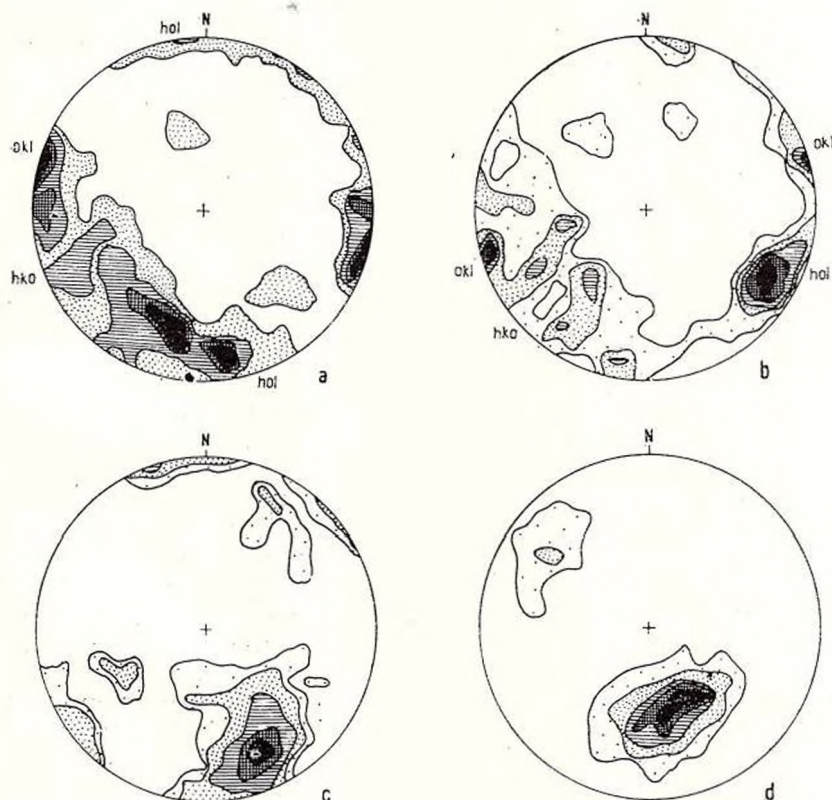


Fig. 3. — Microtectonic diagrams of fissures and foliations in Șușița anatectic granitoid (Șușița Valley). a) Fissures in massive structure: transversal (okl), N 0—15 E/90°; longitudinal (hol) N 80 W—80 E/60—80 N; diagonal (hko), N 45 W/40—90 N; M = 263; km. 2.900. Contours: 3.8—3.0—1.9—0.7%. b) Fissures in granitoids slightly laminated: (okl) N 20 W/90°; (hko) N 35—45 W/40 N; (hol) N 45 E/65 N; M = 213; km. 2.950. Contours: 4.7—3.7—2.9—1.8—0.7%. c) Fissures and foliations in laminated granitoid: fissures (okl+hko) N 45 W/60 N—90°; foliations N 65—70/65—70 N; M = 140; km. 3.100. Contours: 14.9—10.7—3.5—1.4—0.7%. d) Foliations: N 75—80 E/45 N; M = 155; km. 3.300. Contours: 12.9—9.6—6.4—3.2—0.6%.

cases of very intense mylonitization of the rocks, but even then they preserve their mineralogical boundaries as compared to the other minerals from the rock matrix which are intensely chloritized and sericitized.

4.4. Alkaline Metasomatic Metamorphism

The regional metasomatic metamorphism is characterized by reactions of replacement between the paleominerals and minerals, due to the circulation of some postmagmatic pneumatolitic hydrothermal solutions. These magmatic solutions could circulate far away from the initial magmatic source. The metasomatic metamorphism has an alkaline character and a regional development through the Infrastructure and it gave rise to feldspathized rocks and manifested both within the anatectic granitoids and especially in the Lainici-Păiuș Series.

In 1937 Manolescu explained the transformation of the crystalline schists into "gneisses" (feldspathized rocks) as result of the contact metamorphism, due to the presence of granitic apophyses and aplite-pegmatitic veins. By this, he meant that the migration of metasomatic elements was strictly limited. The first Romanian researcher who pointed out the possibility of migration of alkaline metasomatic ions at great distances from the original source was Ghika-Budești (1934); within the Danubian Autochthon this fact was suggested by Bercia, Bercia (1958, 1959¹⁶).

As for us the regional alkaline metasomatic metamorphism in the Vilcan Mountains is a dependent process firstly on the tectonic evolution of the Danubian geosyncline and implicitly subordinated to the rising of the anatectic magmas. In the study region, the anatectic granitoid rocks are associated with metasomatic rocks. But this relationship is not a sine qua non condition. Thus, for example, there are known cases when the anatectic-magmatic granites are intruded in the crystalline schists unaffected by feldspathization (Mehnert, 1968), as there are cases when in the metamorphic fields feldspathized magmatic granitoids do not appear (Ghika-Budești, 1940; Dimitrescu, 1964; Arion and Ignat, 1970; Balintoni, 1975). These examples prove the relative independence of the development of the two magmatic and metasomatic processes. They show that the migration of the metasomatic solutions to great distances is a reality; the metasomatic front may surpass, on vertical, the upper limit of an eventual deep-seated granitic batholith. It is also proved that the metasomatism does not take place at a regional scale directly connected with the presence of a magmatic granitoid pluton, but is more conditioned by certain tectonic premises (see chapter 10).

The metasomatic metamorphism associated to the anatectic granitoids took place in the Vilcan Mountains during the final phases of the orogenic cycle in an open system, the migration of the postmagmatic solutions being favoured by major and deep fractures which appeared during the last stages of the Baikalian diastrophism. For these reasons the pressure under which the metasomatic metamorphism took place is lower than the pressure which led to the developing of the regional metamorphism; the submagmatic temperatures are much lower as compared to those which generated the anatectic magmas.

¹⁶ Op. cit. pct. 5, 6.



5. FELDSPATHIZED ROCKS

On the whole, in the Massif Infrastructure the metablastesis developed regionally being at the same time selective. Zones more or less feldspathized with variable thicknesses from centimeters to hundreds of meter alternate with non-feldspathized ones. All these zones are almost parallel having a N 75—85 E trend. The paleosome of the feldspathized rocks shows in very many cases a high range of tectonization as compared to both the neominerals it associates with, and the adjacent ectinites. Thus, the alkaline metablastesis was produced along the weak resistance zones which formed the ways of access of the pneumatolitic-hydrothermal solutions. The metasomatic process is also selective as compared to the initial mineralogical constitution of the

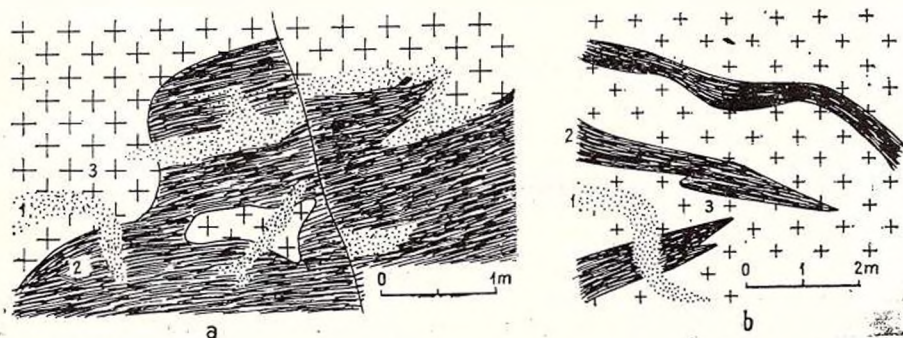


Fig. 4. — Veins carrying grey alkaline feldspars (1) cross cutting contact zone between crystalline schists (2) and Şuşita anatectic granitoids (3); a) Vijoia Valley; b) Sohodol Valley.



Fig. 5. — Aplitic vein (1) cross cutting Lainici-Păiuş Crystalline Series (2); the aplite is itself cross cut by a pegmatoid vein (3) consisting of alkaline feldspars; Bistriţa Valley

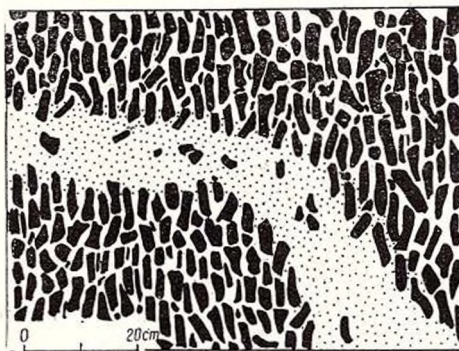


Fig. 6. — Grey alkaline-feldspar porphyroblasts cross cutting an aplitic vein contact; Cireşu Valley.

rock. As known in other regions (Mehner t, 1968), the pure quartzites are slightly affected by metasomatism, while the quartzites with only minor amount of plagioclase or micas constitute competent metasomatic medium. The graphitous schists behave as resister. The dolomitic limestones gave the pargasite-tremolite-brucite skarns (Berza and Gheorghiuțescu, 1970). The Șușița anatectic granitoids suited perfectly to the alkaline metasomatic substitutions.

The palimpsest structures are characteristic of the feldspathized rocks. Both in the anatectic granitoid and in the crystalline schists these ones are obvious due to the presence of some brown-violaceous alkaline neofeldspars 5—10 cm in size contrasting with the size of the paleominerals they are associated with. The phenoblasts are non-homogeneously distributed either in the outcrops or in the handspecimens.

The alkaline neofeldspars sometimes constitute pegmatoid structures which cross the contact between the anatectic granitoids and the crystalline schists or penetrate the aplitic veins (Fig. 4, 5, 6).

5.1. Macrostructure of the Feldspathized Anatectic Granitoid (Șușița)

The grey alkaline feldspars are found both in the massive and in the gneissic structures of the Șușița granitoids. In the massive one, the neofeldspars are typically represented in granites, granodiorites and quartz-diorites along the Jiu Valley. It is to be mentioned as having a genetical significance the high amount of grey potash feldspars which is contained sometimes by the quartz-diorites. The quartz-diorites must usually have about 10% of potash feldspars; the abundance of the grey alkaline feldspars in the quartz-diorite matrix (Fig. 7) is not compatible with their magmatic origin. The conclusion is, that the grey alkaline feldspars superposed metasomatically over the already consolidated granites, granodiorites and diorites. In this respect it is to be mentioned that sometimes the potash feldspar content of quartz diorites is higher than the content of some granites.

The gneissic structure of the feldspathized Șușița granitoid may be distinguished along the Vijoia Valley and in Runcu Quarry. In these sectors there are present pegmatoid veins consisting of quartz (~ 10%) and grey potash feldspar (~ 90%) which cut across the gneissic-granite lineation. The isolated small-sized phenoblasts (3—4 mm) are spread by haphazard into the neosome (Fig. 8).

All these field observations lead us to the conclusion that the feldspathization is postkinematic as against the Baikalian orogenesis.

When the Șușița granitoid rocks are strong laminated they are without doubt alike the chlorite-sericite schists. In these cases it is difficult to realize if the feldspathization was produced after a granitic or a crystalline schist paleosome. Such a situation was found eastern of the Vilcan Mountains in Zănoaga-Borzii Vineți Zone. Here, the lami-



nation principally affected the anatectic granitoids. The transition from the gneissic structures to the strongly laminated ones may be followed in the field. In this zone we must also admit the presence of some intercalations of crystalline schists strongly mylonitized; the garnet relicts found in some of the mylonitized rocks give evidence of their crystalline nature. This is lacking in the Șușița anatectic granitoid.

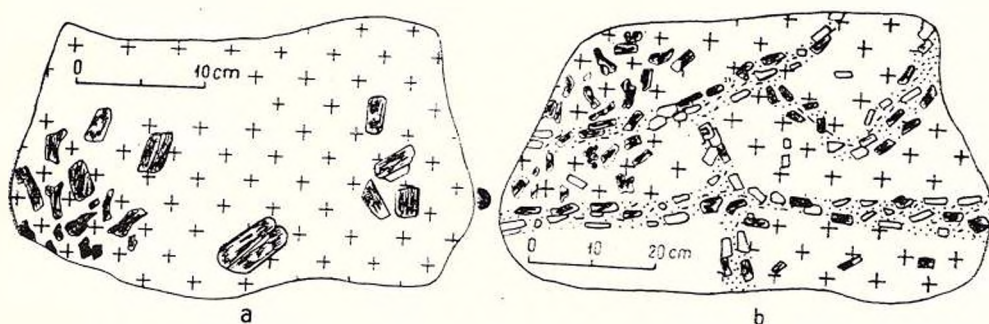


Fig. 7. — Feldspathized quartz-diorite exhibiting massive structure: (a) Solitar smoky K-feldspars; (b) associated with feldspathic veins made of smoky alkaline feldspars; Jiu Valley; Meri downstream 500 m.

The K-feldspars sometimes Karlsbad twinned appear as more or less idiomorphic phenoblasts with the boundaries slightly fringed, the maximum size being of 10–12/1–2 cm. Usually they are disposed parallel to the foliation, sometimes the neofeldspar phenoblasts appear accidentally disconformable with the gneissic granitoid lineation. While the granitic matrix is obviously oriented, the alkaline feldspars, 3–5 cm in length, are unaffected by the stress. It appears as the feldspathization took place after the granitic rocks had previously got the schistose structure (Fig. 9). While advancing upstream to the Zănoaga-Borzii Vineți region, the granitoids become more and more laminated and all of a sudden they are transformed into quartz bearing sericite-chlorite schists. As compared to this high degree of mechanical stress of granitoids, the K-feldspar megacrystals disposed almost perpendicular along the schistosity of the paleosome are strongly crushed while the phenoblasts oriented parallel to the lineation are less or not at all affected (Plate I, Fig. 1). An interpretation of the field observations, for the determination of the temporal relationships between the deformation and feldspathization, would be the following: the emplacement of the anatectic granitoid magmas during the Baikalian diastrophism took

place under the stress; some of the granitoid rocks have consolidated initially as gneissic granites with schistose structure, followed by the metasomatic feldspathization. Most of the potash feldspars have been oriented with axis *c* parallel to the gneissic lineation of the granitoids, others being oblique-angled or perpendicular as against the schistosity and lineation; a late dynamic Hercynian or Alpine metamorphism affected the phenoblasts, especially those grown with axis *c* parallel to the vectors, according to which the metamorphism forces manifested. As the Hercynian or Alpine stress had almost the same direction and superposed over the Baikalian stress, generally most of the alkaline feldspar megablasts subparallelly disposed to the initial gneissic lineation preserved their primary aspect rather well. But when the post-Baikalian metamorphism actioned strongly, the alkaline-phenocrysts are twisted in the paleosome matrix (Plate I, Fig. 2).

The intensity of the post-Baikalian dynamic metamorphism in some of the Zănoaga-Borzi Vineți zones is very strong; this fact could be explained as this zone is sited in close vicinity, southward of the great tectonic line Pasul Vilcan-Reci-Jiu. The pushing and overthrusting of the Amphibolitic Series over the Lainici-Păuș Series manifested during different stages, probably till the Alpine orogenesis; the movements took place always along the same direction, namely north toward south. These repeated movements produced according to Manolescu the displacement of the "porphyroid granites" from Borzii-Vineți.

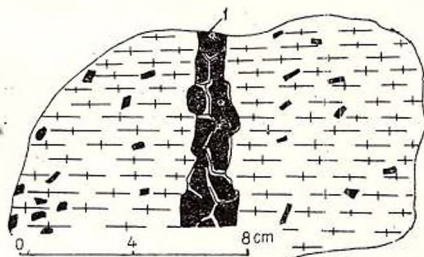


Fig. 8. — Feldspathized Șușița gneissic granite. The pegmatitic vein (1) cross cuts the lineation; solitar grey alkaline feldspars are spread by haphazard; Runcu Quarry, Sohodol Valley.

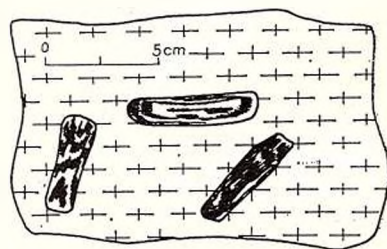


Fig. 9. — Gneissic granitic with K-feldspar phenoblasts. Zănoaga-Borzii Vineți area; Porcu Valley.

5.2. Macrostructure of the Feldspathized Crystalline Schists (Lainici-Păuș Series)

The intensity of the feldspathization process in the Lainici-Păuș Crystalline Series is variable. The manifestation of the phenomenon more or less in a certain zone is conditioned by the initial petrographic nature of the schists which underwent the feldspathization by the tectonization degree of the zone as well as by the volatile and alkali

elements concentration of solutions. The factors mentioned determined a wide range of textural and structural aspects of the migmatic rocks, mainly represented by ophthalmites and nebulites. The other structures, e.g. agmatitic, phlebitic, ptygmatic, lit-par-lit, etc. resulted from the mode in which the alkaline quartz-feldspathic vein neosome is disposed as compared to the paleosome of the crystalline schists.

Taking into account Mehnert's classification (1968) we shall describe the feldspathized rocks of the Lainici-Păiuș Series as ophthalmites, nebulites and pegmatoids.

5.2.1. Ophthalmites

The ophthalmitic structures are widespread northern of the crystalline series, where a stronger feldspathic micaceous character is outstanding.

The neosome is represented by solitary porphyroblasts of potash feldspar and quartz.

The K-feldspar phenoblasts have variable sizes frequently ranging up to 3—5/0.5—1 cm, and very rare up to 10—12/1—1.5 cm. Their colour is ranging from grey-violaceous, grey-whitish to white and the luster is nacreous. The K-feldspar phenocrysts are distributed by hap-hazard: in some parts of the crystalline schists they are very rare (10—12%) while in the others they reach 70—75%. Sometimes this pregressive enrichment in K-feldspar phenocrysts may be followed even in a handspecimen. When the alkaline feldspars are very abundant, the rock has a quasigranitic aspect, vaguely preserving the primary schistose structure (Fig. 10). The potash feldspars are in most cases oriented almost parallel to the lineation and foliation of the rock, but rather often they are oblique-angled or even perpendicular to the lineation

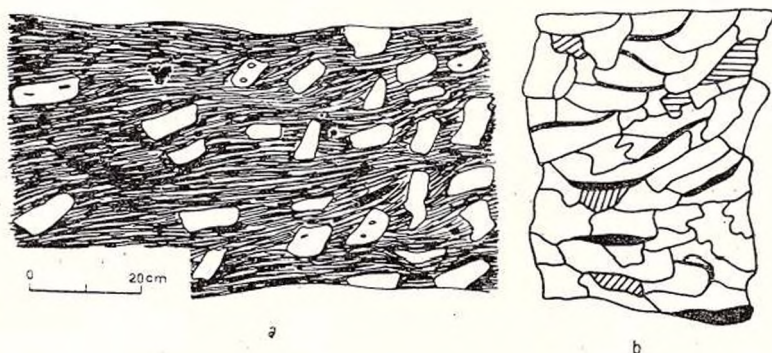


Fig. 10. — Biotite-almandine bearing arkosian quartzitic schist becomes progressively enriched in white/grey K-feldspar phenoblasts (a); gradual transition to homophane-porphyroblastic structure (b); Șușița Verde Valley.

and foliation. The micaceous minerals are sometimes molding the phenoblasts or are disposed rectilinear and parallel to the general lineation of the rock. Biotite flakes may be included by neosome. The quartz neoporphroblasts appear as nests of 1—3 mm in size.

In an outcrop from Dealul Creek at about 3 km from the confluence with Șușița Valley, the crystalline schists display microfolds, as a rare phenomenon encountered in the region. Along the schistosity of these microfolds white potash neofeldspars which are following the

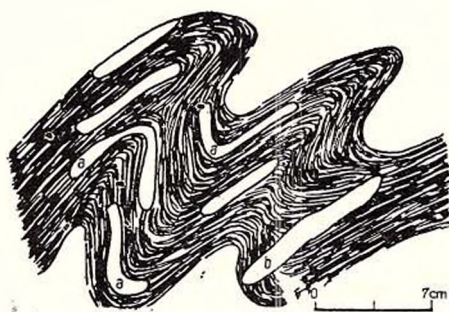


Fig. 11. — Alkaline neofeldspars penetrating along foliation (a) or cross-cutting microfold-lineation (b). Dealu Creek.

texture of microfolds appear. Some of the K-feldspar phenoblasts are cross-cutting the microfolds lineation (Fig. 11), pointing out that the feldspathization took place after the end of the orogenic movements within a medium already consolidated. The fact that most of megablasts are oriented conformable with paleosome lineation and foliation could be explained by the general tendency of increasing of the crystals according to the plans of minimum resistance; this orientation has been accentuated by subsequent younger dynamic metamorphism superposed over the same directions with the older ones.

5.2.2. *Nebulites*

In some sectors the crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series underwent an inhibition feldspathization. The rocks which have been affected by such process had initially a feldspathic character, being represented by feldspathic quartzites or biotite bearing quartizitic paragneisses. The idiomorphic alkaline neofeldspar has a grey-violaceous or white colour and small sizes up to 0.5 cm. In some zones, along distances of meters or hundreds of meter, the mixture between paleosome and neosome is homogeneous giving the impression of real magmatic granites. Some of them as leucogranites or as genuine magmatic granites have already been described. But a thorough study of these rocks shows that the paleosome and the neosome are not perfectly mixed. In the biotite bearing feldspathic schists intensely feldspathized sometimes one may distinguish oriented "phantom-traces" which represent the bio-



titic paleosome incompletely assimilated (Plate II, Fig. 1, 2); in the feldspathic quartzites no matter how intense should be the feldspathization one may still distinguish remobilized drop-shaped quartz crystals 1—2 cm in size, as well as relicts of crystalline schist bands (Plate III, Fig. 1).

The progressive intensity of feldspathization of the crystalline schists may be followed step by step in the outcrops along the Bistrița and Lunga Valleys. Between the intensely and slightly feldspathized zones or between the last ones and the crystalline schists there are always gradual transitions (Plate III, Fig. 2). It is to be mentioned that only the Șușița anatectic granitoid displays clear-cut contacts with the crystalline schists.

5.2.3. Pegmatoid Structures

On the whole the pegmatoid veins (1—2 m thick) consist of K-feldspar neosome (80—85%), sometimes albitized, and quartz (5—10%). Subordinately muscovite, biotite, plagioclase and garnet are added. The predominant grey-violaceous colour is given by the grey potash feldspar. Some veins are made up of white and grey potash feldspar mixture or more rare only of white-alkaline feldspar.

In the regional context the pegmatitic veins are widespread in close vicinity of the Șușița or Tismana granitoid massifs. Northward they become more rare. The most frequent are the phlebitic structures, then agmatitic, stromatitic and pygmatitic ones.

The phlebitic structures develop either parallelly to the paleosome foliation or intercept it (Fig. 12). The boundary between the neosome and paleosome is in most cases diffusive. Very often the feldspathization got laterally an incipient nebulitic character (Plate IV, Fig. 1). The contacts between paleosome and neosome become clearer where the crystalline schists are dominantly quartzitic (Plate IV, Fig. 2).

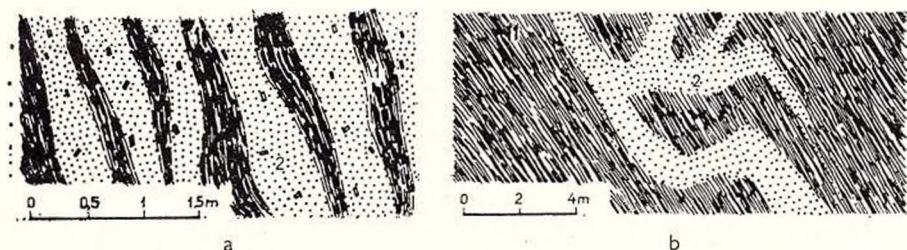


Fig. 12. — Phlebitic-pegmatoid structures (2) in Lainici-Păiuș Crystalline Series (1);
a) Măcriș Valley; b) Bratcu Valley.

The stromatic structures result from the rhythmic alternation of alkaline-feldspathic neosome according to certain planes parallelly disposed. Such structures rise on the crystalline schists initially

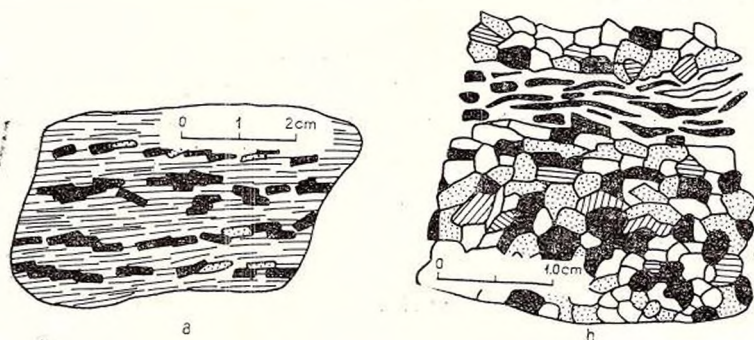


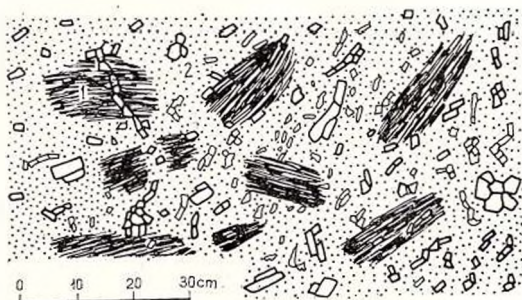
Fig. 13. — Lit-par-lit structure (a) ; gradual feldspathization passes to homophane-microgranular structure (b). Șușița Verde Valley.

made up of layers petrographically and chemically heterogeneous. The contacts between paleosome and neosome clear-cut if the resister paleosome is an almost pure quartzite, but such cases are rarely found (Plate V, Fig. 1). But if the crystalline schists are made up of layers with not a great chemical discrepancy the stromatic structures show less clear boundaries between paleosome and neosome; the feldspars orientation become hesitant. In other cases the stromatic structures are formed on the account of some previous crystalline schists mineralogically and chemically homogeneous. The alkaline feldspathic neosome penetrates easily along certain planes of minimum resistance, viz. foliation, primary stratification and cleavage planes. As the feldspathization advanced, sometimes the lit-par-lit structures pass gradually to nebulitic structures (Fig. 13).

The agmatitic structures are well developed southward of the crystalline series along the Șușița Valley (km 6.7). They also appear along the Bistrița Valley and more rare along the Suseni and Sohodol Valleys. The agmatitic structures from the Șușița Valley are characterized by the presence of some crystalline schists boulders of 0.5 m in size included by grey-violet alkaline feldspar matrix. Isolated grey alkaline feldspars are also found into the crystalline schists boulders made up of quartzites and biotite-bearing feldspathic quartzites (Fig. 14). The contacts between neosome and paleosome are more or less clear cut. This agmatitic structure seems to have been risen by the brecciation of the crystalline schists, followed by the invasion of

some alkaline solutions. This interpretation is suggested by the fact that the lineation of the included boulders are not parallel one to another. Along the Bistrița Valley the agmatites seem to result through the circulation of some pegmatitic solutions along fissures within an already consolidated medium. The lineation of the crystalline schists fragments are parallel between them (Fig. 15).

Fig. 14. — Agmatitic structure. Schist fragments (1), 1 m. in size, are "floating" in alkaline feldspathic neosome (2) (Schollen structure). Șușița Valley—km 6.7.



The *ptygmatic structures* are seldom present; they appear along the Bistrița Valley and within the Runcu Quarry. As one may see on plate V, figure 2 beside a ptygmatic structure there is a vein almost rectilinear which cross-cuts the rock lineation. The ptygmatic and the vein have mineralogical composition of grey potash feldspar and little quartz. The conclusion is that the ptygmatic structure was

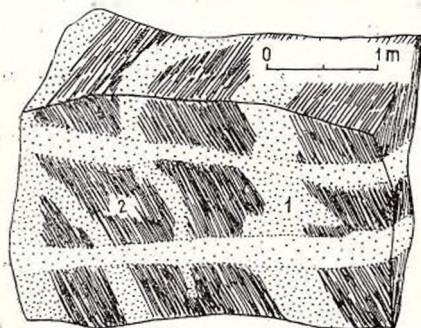


Fig. 15. — Agmatitic structure. Neo-feldspathic veins (1) cut geometric blocks of paleosome (2). Bistrița Valley—km. 12.5.

not simultaneously formed with the crystalline schists folding, but as the vein which cross-cuts the lineation proves, after the end of post-kinematic stress.

Petrogenetic Significance of the Alkaline Feldspars Occurrence

The described structures are frequently found in many other metamorphic domains associated or non-associated with the anatexis-magmatic granitoid rocks. Their genetic interpretation is different from one zone to another which may correspond to one objective reality. But, on

the other hand for some zones their genesis is controversial which demonstrates the possibility of the elaboration of some subjective hypothesis.

Generally the ophthalmitic, nebulitic and pegmatoid structures may take place in two ways, i.e. in situ, during the metamorphic processes evolution or metasomatically. The first alternative presumes two variants: the involving of the regional ultrametamorphism or the existence of the alkaline feldspars even before the manifestation of the low-grade regional metamorphism.

Within the Vilcan Mountains the hypothesis of the ultrametamorphism cannot be accepted as the metamorphism grade — at the present level of erosion — is too low and therefore incompatible with the incipient anatexis. Even if we admit a transfer of ions from the upper parts or from the adjacent ones which would not involve the presence of some meltings (sensu Perrin, Roubault, Lapadu-Hargues), the formation of the feldspathized rocks structures could not be explained in connection with the Șușița anatectic granitoids. The last ones display clear cut contacts with the crystalline schists and generate a thermal contact metamorphism. As we mentioned, the transition between the Șușița granitoids and the feldspathized rocks would have been gradual.

The existence of the detritic alkaline feldspars in the initial sediments which have been subsequently metamorphosed — hypothesis which excludes the intensity of the regional metamorphism — is hard to be admitted, for the alkaline feldspars are found both in the crystalline schists and in the Șușița anatectic granitoids.

The occurrences of the alkaline neofeldspars, their relationships with the crystalline schists and the Șușița anatectic granitoids lead us to the conclusion that the nebulitic, ophthalmitic and pegmatoid structures have a metasomatic postkinematic genesis.

In favour of the metasomatic origin the following arguments may be taken into account :

- a) the presence of phenoblasts and alkaline feldspar veins both within the Șușița anatectic granitoids and in the crystalline schists ;
- b) the existence of numerous and different stages as regards the intensity of the feldspathization ;
- c) the nonhomogenous and accidental distribution of the alkaline feldspar phenoblasts in the outcrops. In this respect some quartz diorites contain even a higher amount of alkaline feldspar than the granites ;
- d) the diffuse contacts between the crystalline schists and the ophthalmitic or nebulitic granitoids. The paleosome structure has always the same orientation with the neofeldspathized crystalline schists.

The fact that the metasomatism was postkinematically produced as compared to the Baikalian orogenesis is certified by the following remarks :



a) the disposal of the solitary phenoblasts and of alkaline feldspar veins oblique-angled or perpendicular to the lineation both in the gneissic anatectic granitoids and in the crystalline schists ;

b) the cross-cutting of the anatectic zones between the Șușița anatectic granitoids and the crystalline schists by pegmatoid veins containing K-feldspars. Such relationships are cited as certain proofs in favour of the metasomatic origin of the alkaline feldspars (Mehnert, 1968) ;

c) the occurrence of megablasts of smoky potash feldspars with aplites. Stone and Austin (1961) also mentioned in the Cornmenellis granites the presence of potash feldspars which cross-cut the contacts between the granites and aplitic veins. This fact could be interpreted as an outstanding proof of their postkinematic metasomatic origin.

As a conclusion it may be said that the synorogene Șușița anatectic granitoids as compared to the Baikalian diastrophism are represented by two synchronic aspects such as massive and gneissic. Subsequently they underwent together with the Lainici-Păiuș Crystalline Series a metasomatic feldspathization. The dynamic post-Baikalian metamorphism superposed along the same direction over the Baikalian one affected in different sectors the feldspathized rocks, giving them laminated-mylonitic structures (Fig. 16).

5.3. Morphology, Microstructure and Mineral Occurrences of the Feldspathized Crystalline Schists

The feldspathized rocks consist chiefly of the following minerals : quartz, plagioclase, alkaline feldspar, biotite, muscovite and garnet. The accessory minerals are apatite, sphene, zircon, orthite.

The feldspathized rocks from the Vilcan Mountains exhibit all the possible transitions from the plutonic structures (characteristic of the granitic rocks) to the blastic structures typical of the crystalline schists.

Excepting the massive feldspathized anatectic granitoids, the coexistence of schistose-mylonitic structures with the quasi-massive ones is frequent.

The minerals of the migmatitic paleosome are strikingly tectonized and predominantly transformed to an aggregate of secondary minerals. The primary minerals are hardly distinguished. Biotite and garnet are partially chloritized, plagioclase is decalcificated and crowded with grains of zoisite, clinozoisite epidote ; muscovite is sericitized and biotite is decolorated. The paleoquartz as variable amounts is cataclazed ; the grains are disposed parallelly to the schistosity, and form either bands or elongated nests which alternate with aggregates and rectilinear or sinusoidal stripes consisting of micaceous and feldspathic minerals retro-morphosed.

The neosomatic fraction is made up of quartz porphyroblasts and alkaline feldspar. More rare biotite, muscovite and chlorite neopor-



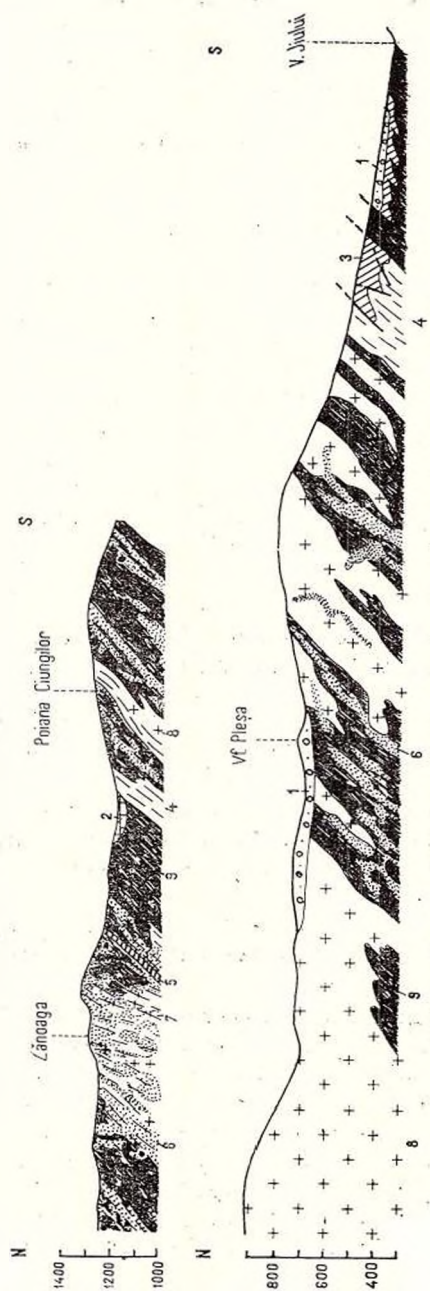


Fig. 16. — Relationships among Șușița anatectic granitoids, Lainici-Păiuș Crystalline Series, feldspathization and Vilcan Massif Suprastructure : 1. pebbles, sands (Neogene) ; 2. lime-stones (Jurassic) ; 3. Schela Formation (Carboniferous-Liassic) ; 4. metagranitoids ; 5. lamprophyres ; 6. feldspathizations (oph-thalmite, nebulites) ; 7. gneissic granitoids ; 8. massive anatectic granitoids (Șușița) ; 9. Lainici-Păiuș Crystalline Series.

phyroblasts have been found. The neominerals size is contrasting with those of the paleocrystals. The crystal morphology, their occurrences and the textural-structural context are significant for the feldspathized rocks.

The orientation of the inner poikilitic textures in the structural context of the analysed rocks is very important for the establishing of the metamorphic sequence as compared to the deformation phases of the crystalline schists (Zwart, 1962).

5.3.1. Quartz

Microscopically the quartz of the feldspathized crystalline schists from the Lainici-Păiuș Series shows two main aspects: a) the paleo-quartz of small size (0.02—0.8 mm) intimately integrated in the primary structure of the rock, and b) neoquartz of larger but variable size (0.5—5 mm) with inclusions, lobate and fringed contours, concordantly oriented or "floating" into the schistose structure of paleosome (Plate VI). The neoquartz appears either as juvenile quartz limpid and perfectly homogeneous from optical point of view, or as porphyroblasts more or less optically homogeneous, with mosaic-like texture.

The mineral inclusions of quartz are identical with the minerals of paleosome, presenting as the last ones, an advanced degree of alteration and mechanical crushing. Aggregates of zoisite, clinozoisite, sericite, partially or totally chloritized biotite, muscovite, sericitized muscovite, plagioclase more or less transformed with polysynthetic twinning, slightly undulated or broken, garnet and quartz are included by a quartz porphyroblast (Plate VII).

The vermicular and tentacular-shaped neoquartz cross-cuts the cleavage or the boundaries between minerals (Fig. 17, 18). The juvenile quartz is characterized by small extinction angle (40—45°) and by transparency.

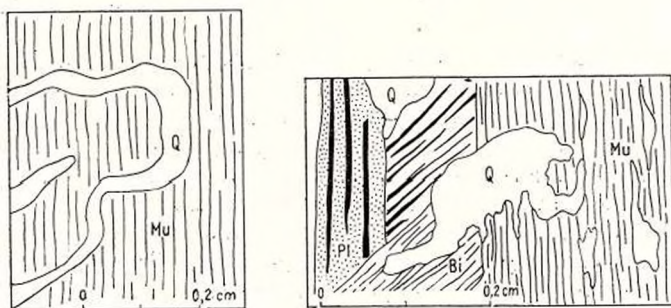


Fig. 17. — Vermicular and amoeboidal-shaped juvenile quartz (Q) replacing muscovite (Mu), biotite (Bi) and plagioclase (Pl) in nebulite, Bistrița Valley—km. 10.100.

The quartz porphyroblasts with mosaic-like texture show at a continuous turning of the microscope stage that they are made up of small aggregates of quartz whose diffuse boundaries alternatively disappear into the relative homogenous crystal (Plate VII, Fig. 1, 2). Sometimes the quartz phenoblasts optically homogeneous in the inner part presents toward the peripheric zones the same mosaic-like structures which prolonge into the paleoquartz as "flames" along the rock schistosity (Plate VI, Fig. 3). This remark suggests the formation of neoquartz at the expense of some older crystals by remobilization and

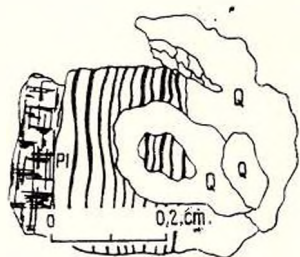


Fig. 18. — Juvenile quartz replacing sinuous polysynthetically twinned plagioclase.

reorientation of the crystalline texture of the last ones. The recrystallization does not appear as a result of the dynamo-metamorphic effects, for by their presumption the accidental sites as well as the amoeboidal boundaries of the neoquartz as compared to the rock schistosity could not be explained. It appears as plausible the hypothesis of paleocrystals "welding" concomitantly with the gradual reorientation of their indicatrix, due to the circulation of some juvenile siliceous solutions with catalytic role. From the quartz paleocrystals remobilized in this way, the quartz neoporphroblasts with mosaic-like texture which inherited or not the primary cataclastic structure of rock has generated. Simultaneously with the remobilization of the old crystals, if the silicious solutions did not encountered quartz paleocrystals, the juvenile quartz replaces other minerals such as micas, plagioclases and garnets (Plate VII).

The homogeneity of the old crystals within the limit of a porphyroblast is not perfect even when the mosaic-like texture is not distinguished. In this way a proof is given by the permanence of one or more extinction waves which are sweeping the microscopic field by the turning of the microscope stage. Thus, a complete homogeneity of neoporphroblasts resulted from the remobilization of the old cataclized crystals do not take place. These are porphyroblasts with a more advanced degree of recrystallization as compared to those which have a typical mosaic-like texture. Other neoporphroblasts optically homogeneous show an extinction angle below 90° , but even with high values ($70-85^\circ$).

The quartz is a mineral sensible to the action of the dynamic pressure. The stronger the pressure is, the greater its extinction angle is. Based on this principle and starting from the premises that the

younger geological formation are less metamorphosed than the older ones which underwent younger metamorphic movements. Maier and Caulea (1968) tried to determine the relative age of some Romanian granitic massifs. We adopted this principle for the comparative analysis of the variation of extinction angle of quartz crystals from ectinites, feldspathized rocks and massive anatectic granitoids. Thus, we try to verify on a large scale, and to prove in other way, taking into account the morphological forms described, the quartz polygenesis of the feldspathized rocks.

As one may notice on diagram from Figure 19, the indicatrix of the quartz crystals from ectinites shows — for each thin section — constant deformations (variation interval of $\sim 6^\circ$). Taking into account the six analysed thin sections, the extinction angle of quartz increases from the zones less tectonized ($\sim 60^\circ$) toward the zones more intensely tectonized ($\sim 80^\circ$). In this respect it is significant the behaviour of quartz within the massive granitoids, where the extinction angle is almost constant both for each zone (variation interval of $\sim 5^\circ$) and within the comparable zones (variation interval of $\sim 8-9^\circ$). As one expected, the quartz extinction angle of the metamorphosed actinites reaches high values, up to 83° , while in the granitoid massive rocks, this does not reach more than 55° .

For the ophthalmitic and nebulitic rocks, and especially for pegmatitic rocks in the same thin section (the remark being valid for all thin sections), the values of the extinction angles are variable, ranging on an interval of 41° (i.e. thin section no. 96 = $46-87^\circ$). Thus, while the value intervals of the quartz extinction angle in any thin section of the Șușița massive granitoids or ectinites are very narrow, those of the feldspathized rocks and pegmatites are very broad. In conclusion, within the non-feldspathized rocks there is a single quartz generation, while within the feldspathized rocks there are many quartz generations. The juvenile quartz postkinematically formed as against the Baikalian dynamic metamorphism shows small values between $40-45^\circ$ (if it was not too much affected by the post-Baikalian dynamic metamorphism); the quartz neoporphroblasts with mosaic-like texture resulting from the fusion of paleocrystals, due to the circulation of the juvenile siliceous solutions have different but generally high values ($55-90^\circ$) according to the reorientation and homogeneity degree of paleocrystals. In most cases the paleocrystals have intermediate values ($65-75^\circ$).

5.3.2. Alkaline Feldspar

The alkaline feldspar is represented by microcline, microcline-perthite, often albitized, and albite. The crystals are panidiomorphic and xenomorphic.

The microcline frequently albitized is sometimes Karlsbad twinned. The twinning plane is parallel to (010). The cleavage plane (010) is less obvious than (001) one. The microcline twinings are



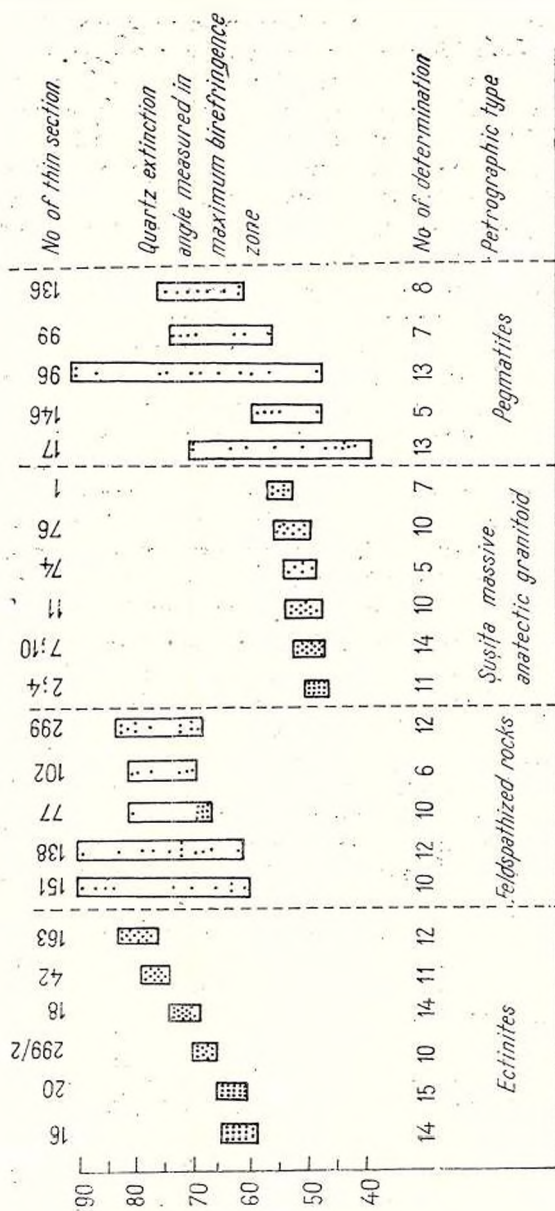


Fig. 19. — Variation of extinction angle of quartz in the analysed rocks.

parallel on (010) and (100) crossing at 90° . The extinction angle $Ng \perp (010) = 7-19^\circ$; $2V = \pm 60-88^\circ$; $Ng = 1.522-1.527$; $Np = 1.518-1.521$; $Ng-Np = 0.004-0.005$. X-rays diffractograms of three microcline crystals show a triclincity of 0.75–0.95¹⁷.

The poikilitic structures of the alkaline feldspars are frequent (Plate VIII). They were formed due to the partial metasomatism of paleominerals by the potash neofeldspars. In some thin sections continuous sequence of neofeldspars formation concomitantly with the gradual replacement of pelesome could be distinguished (Plate VIII, Fig. 1, 2, 3). Small xenomorphic nuclei of alkaline feldspar appear and develop during the incipient stages along the minimum resistance planes. Usually the last ones are fissures cleavages or joining planes between minerals. These nuclei gradually grow and begin to join. Simultaneously the older crystals are corroded and incorporated in the young growing crystallographic lattice. While the crystals develop, the degree of idiomorphism of potash feldspars is more obvious and the inclusions are scarce; the adjacent paleocrystals are in some cases pushed out due to the crystallization power. This aspect is obvious especially when the neofeldspars develop perpendicular to the schistosity. The included minerals are plagioclase usually converted to sericite, kaolin, and zoisite, quartz, biotite partially or totally chloritized, and garnet. The included minerals are sometimes oriented parallelly to the schistosity; moreover the paleominerals cross cut the paleosome-neosome boundary (Fig. 20).

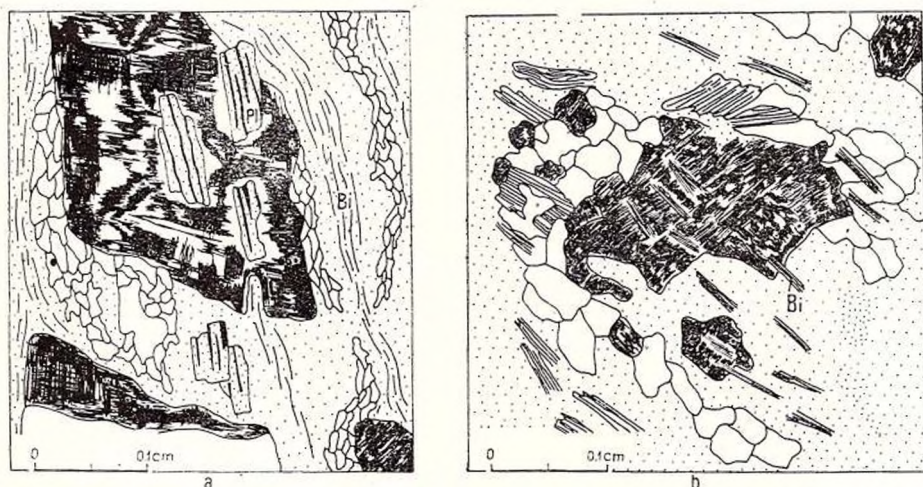


Fig. 20. — Parallel structures. Neosome inner structures have the same orientation with external paleosome structure. Plagioclase (Pl) and biotite (Bi) are cross cutting the neosome-paleosome boundaries. (a) Ophthalmite; Sohodol Valley. (b) Ophthalmite; Vîjoaia Valley.

¹⁷ Analyst: Florica Popescu. Institute of Geology and Geophysics Bucharest.

Thus the neofeldspars develop postkinematically in a rather quiet medium. Other times, the included minerals are spread by haphazard within neosome. All these aspects point out the initial structure of the rock paleosome (Fig. 21).

Another interesting way of association between inner structure of neofeldspars and external structure of paleosome is the following: the inclusions from neoporphroblasts are oriented between them and are parallel only to the paleosome structure from their vicinity. On

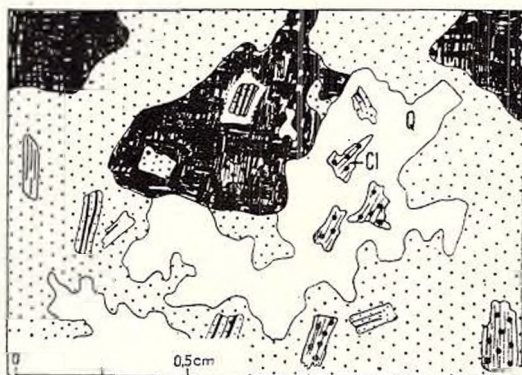


Fig. 21. — Quasi-irregular structure. Inner and external structures display a vague orientation tendency. Nebulite; Măcriș Valley.

the whole, the lineation of the inner structure has another direction as compared to the external lineation (Fig. 22). Probably, after the metasomatism, younger Hercynian or Alpine dynamometamorphic movements affected the previous structures.



Fig. 22. — Nonparallel structures. Inner microstructure of K-feldspar is oblique-angled as against the external structure. Ophthalmite; Măcriș Valley.

Albite of the feldspathized rocks shows various morphological aspects. In perthite the albite forms with the potash feldspar short fusiform intergrowths, parallel between them, crossing the cleavage planes. The boundaries between albite and potash feldspar are rather outstanding.



The perthitic structure is cross cut by thicker and continuous bands of albite, demonstrating a late metasomatism (Plate IX, Fig. 1). Even the microcline lattice is sometimes invaded along the cleavage and twinning planes by albite which forms rather large patches within the crystal (Plate IX, Fig. 2).

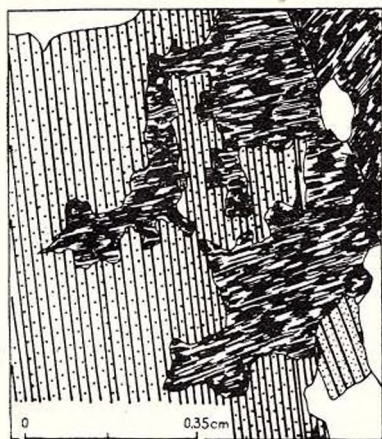


Fig. 23. — Polysynthetically twinned albite replaces K-feldspar (microcline). Nebulite; Vija Valley.

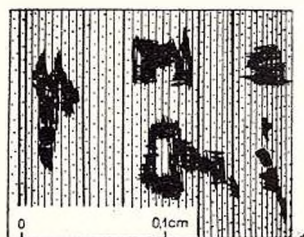


Fig. 24. — Antiperthites arose by deep replacement of microcline by albite. Nebulite; Vija Valley.

The fissures from the K-feldspar are sometimes lined with fine-grained albite thin polysynthetically twinned, associated with neo-quartz. This albite is of juvenile origin and younger than the potash feldspar. The rim-like albite has been formed in situ as result of the replacement between plagioclase and potash feldspar.

The albitization phenomena especially develop along the Lunga and Vija Valleys. The slightly sericitized albite, polysynthetically twinned, has remarkable size (0.5—10 mm), a perfect cleavage on (001) and weaker one on (010); the extinction angle $Np \perp 010 = 15-18^\circ$; $Ng = 1.539$; $Np = 1.529$; $Ng-Np = 0.010$; $2V = +74^\circ$. It strongly corroded the potash feldspar (Fig. 23). This presumption of potash feldspar corrosion by albite and not vice-versa relies only on a fact generally accepted — in many other regions — that the potash feldspathization of higher temperature is followed by an albitic one of lower temperature (Mehnert, 1960; Esker, 1966; Pavelescu, 1963); also the presence in some zones of the metasomatic antiperthites (Fig. 24). The inclusions of microcline are found into albite in remarkable proportions, sometimes in rather great quantities, so that their interpretation as an unmixing product is not accepted.

5.3.3. Quartz-Feldspar Relationships

The graphic and myrmekitic structures are especially involved. They are found rather rare in pegmatites and exceptionnaly in ophthalmites or nebulites.

The graphic structure sometimes show ambiguous genetical aspects (Plate IX, Fig. 3). The quartz-feldspar intergrowth is regular and rather homogeneous. These structures are made up, as one may notice, by more plagioclase crystals, each of them being individualized by clear cut boundaries. Their magmatic origin adopted by Fersman, Vogt and more recently by Carman and Tuttle (1963) seems to be sufficiently justified. Although some quartz layers cross cut the boundaries between the plagioclase crystals which proves in part, at least the implications of metasomatism. The possibility of replacement of feldspar by quartz is supported by Drescher-Kaden (1948), Roques (1955), Augustithis (1962, b), Seclăman (1971). Within the nebulites from the Măcriș and Lăcșori Valleys, the graphic structures are clearly and exclusively the result of a late metasomatic substitution. As one may notice on plate IX, figure 4, the plagioclase is twisted and broken along fissures, a limpid juvenile quartz with small extinction angle penetrates. The nonhomogeneous distribution of quartz in feldspar is remarkable. Sometimes, the quartz develops in appreciable proportion, substituting the plagioclase to such extent that the character of the graphic structure is completely concealed (Plate X, Fig. 1).

The graphic structures result also through the replacement of potash feldspar by quartz (Plate X, Fig. 2). This relationship of succession is illustrated by the two neoquartz vermicules which has optical orientations slightly different one as against the other; in turn, the microcline shows the same optical orientation. When the substitution is advanced, the quartz develops as porphyroblasts at the expense of the potash feldspars which are included by the first one (Fig. 25). The preferential replacement parallel to one of the two twinning planes is a proof that neoquartz substituted for the potash feldspar and not vice versa; and also the fact that the potash feldspar "skeleton-like fragments" which are "floating" in the quartz mass have the same optical orientation.

Other times, the potash feldspar includes neoquartz and plagioclase (Fig. 26). But, in this case we can no longer specify the mineral sequence; we may only state that the distorted and sericitized plagioclase is older than potash feldspar and neoquartz; in turn we are not at all sure that the potash feldspar formed after neoquartz. The only fact that one mineral is included by the other cannot be always a chronological argument; thus, we must have some other arguments such as: optical orientation of minerals, the relationships between their degree of tectonization, crystal morphology, etc.

It seems that quartz neoporphroblasts and alkaline feldspar begin to form concomitantly, the quartz having a longer genetical period.



Even if it seems to be included by potash feldspar, neoquartz may be younger than that one.

The relationships between quartz neoporphroblasts and potash feldspar on the one hand and quartz paleocrystals and plagioclase on

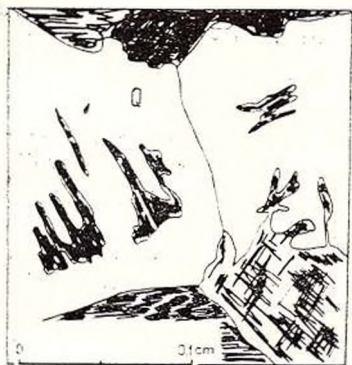


Fig. 25. — Neoquartz (Q) replacing K-feldspar. Solitar relicts from the upper side show common extinction. Pegmatite; Bistricioara Valley.

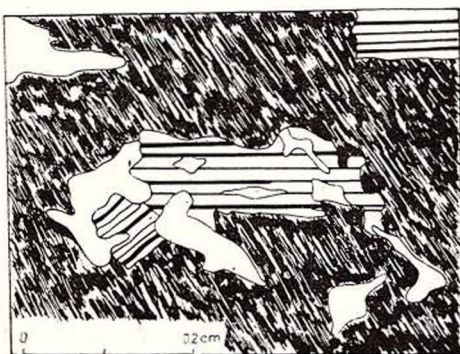


Fig. 26. — Plagioclase is included by microcline-perthite. Ophthalmite; Lăcășorii Creek.

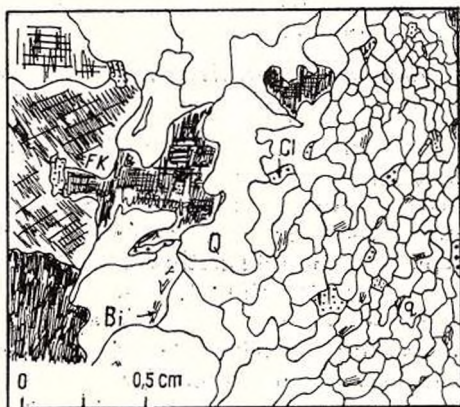


Fig. 27. — Relationships among quartz neoporphroblasts (Q), potash feldspar (FK) and paleosome made up of quartz (q), plagioclase (Pl), biotite (Bi) and chlorite (Cl). Bistrița Valley.

the other hand are well pointed out microscopically. Two aspects are characteristic, many other possibilities being included too (Fig. 27).

a) neofeldspars associated with quartz neoporphroblasts penetrate like gulfs within the quartz-feldspathic paleosome structure; the size differences between the paleosome minerals and the neosome ones are remarkable.

b) the quartzo-feldspathic paleosome progressively passes to the neosome structure. The neosome-paleosome boundary is not clear cut even microscopically. Nearby neosome the mineral sizes are increasing, their boundaries becoming lobate; nearby paleosome the minerals have smaller sizes and less sinuous contours. Thus, it is obvious the way in which the innermost feldspathization of the crystalline schists takes place, namely the genesis of the nebulitic structures.

5.3.4. Biotite; Chlorite

In the feldspathized rocks biotite is an usual paleosome forming mineral. Besides, sometimes in pegmatoids the presence of well-developed biotite crystals (3–5 mm), exceptionally (3–6 cm) with vivid pleochroism Ng = brown, Np = reddish-brown and disposed more or less oriented along the rock schistosity has been distinguished. This biotite has been considered as neoporphroblasts, its genesis being related to feldspathization process. Neobiotites are constantly associated with alkaline feldspar and neoquartz (Plate X, Fig. 3).

Unlike chlorite formed at paleobiotite expense very seldom a greenish polychroic fibrous chlorite appears in migmatitic rocks; this chlorite is cross-cutting the rock schistosity and includes fine-grained quartz and feldspar (Plate X, Fig. 4). The presence of neochlorite is due to the hydrothermal solution circulation.

Neobiotite and neochlorite are likely younger than neoquartz and potash feldspar.

Genetical Significance of Microstructures of Feldspathized Crystalline Schists

Within the Lainici-Păiuș Crystalline Series the main genetical structures are crystalloblastic, cataclastic and metasomatic. The first two structures exclusively characterize the ectinitic rocks. Metasomatic structure which superposes over crystalloblastic and cataclastic ones is typical of the feldspathized rocks.

Due to the cataclasis and mylonitization which followed the crystalloblastesis the crystalline schist minerals were twisted, broken or crushed. During the final stage of the Baikalian orogenesis under the mechanical action of di-junctive dislocations and sliding stress, quartz became intensely microgranular, plagioclase was twisted or broken while micas less brittle were disposed along the following planes. Cataclasis and mylonotization had as an imediate effect the incipient retromorphism of minerals. Superposing over this retromorphic incipient mylonitic structure, after the end of dynamic metamorphic movements quartz neoporphroblasts, alkaline feldspar, biotite and chlorite have been formed.

The metasomatic postkinematic origin of neosome is outlined by accidental orientation of porphyroblasts in connection with mylonitic schistosity of paleosome, by the existence within the neominerals of plagioclase with twisted and broken polysynthetic twinnings, by the



coexistence of two quartz generations, as well as by the presence of chloritized biotite, altered plagioclase, both in paleosome and neosome. The parallelism between poikilitic inner microstructures of alkaline feldspars and paleosome external microstructures as well as the prolongation of paleosome lineation into neosome are also proofs which certify the growing of postkinematic neominerals.

The coexistence of mylonitic structures with neoblastic ones, as well as the formation of the last ones after the end of the tectonic movements was mentioned in other regions by other authors (Bellière, 1958, 1971; Gore, 1968; Mehnert, 1969 etc.).

The scarcity of mylonitic and graphic structures is due to the post-Baikalian movements which affected the Infrastructure. These structures are fragile and easily damaged during the subsequent metamorphism even of low intensity (Roques, 1955; Seclăman, 1971).

The feldspathized crystalline schists as compared to post-Baikalian movements may be considered as having a blastoporphyric-blastogranitic structure. Potash feldspar is rather resistant to mechanical stress; only where the post-Baikalian strikingly manifested K-feldspar was fragmented. In turn, in such cases neoquartz cannot be recognized and distinguished from paleoquartz itself being intensely fine crushed. Sometimes neoquartz appears amygdaloid. Excepting potash feldspar, in such cases slightly sericitized wherein inclusions of plagioclase are recognized or biotite more or less chloritized, the whole paleosome is transformed to a fine-grained sericite-chlorite aggregate; the chief primary minerals of paleosome cannot be distinguished, only the accessory minerals such as apatite, sphene and opaque minerals being observed.

6. COMPARATIVE GEOCHEMICAL STUDY OF FELDSPATHIZED ROCKS

The geochemical behaviour of major and trace elements during the feldspathization processes presents a special importance in the clearing up of migmatites genesis.

In the relevant literature there are mentioned numerous examples which show two main ways of leucosome formation from crystalline schists, namely: a) according to Holquist's idea — by a remobilization in situ of elements within a closed system (Mehnert, 1968; Bellière, 1958; Suk, 1972; Butler, 1972; White, 1966, etc.), and b) by a substance supply, *sensu* Sederholm, coming from outside, within an opened system (Reynolds, 1946; Härme, 1959; Eskola, 1961; Dimitrescu, 1964; Marmo, 1967, etc.). Other times, a combination of the two variants is suggested, namely: the granitophyle elements are considered as partially introduced from outside and partially derived from the system (Engel, Engel, 1953; Stan, 1970; Savu et al. 1974).

A comparison between the chemical composition of feldspathized and non-feldspathized rocks is made on the purpose to enlight the mechanism of the metasomatic processes development and to establish



the veinitic or arteritic genesis of neosome. We have to mention that the only geochemical studies do not provide certain solutions in the clearing up of feldspathized rocks origin; these results must be corroborated with the geological observations such as mineral and facies occurrences, structure and texture of feldspathized rocks as compared to those of the non-feldspathized ones, with tectonics and general evolution of the region, etc.

The behaviour of the major elements is analysed starting from the premis accepted by most of the researchers that the progressive regional metamorphism, as Shaw demonstrated (1956), is geochemically conservative. As it was pointed out by Yoder and Eugster (Mehnert, 1968) only a decrease of water and oxygen takes place during the increasing of metamorphism intensity.

The comparative study of both the major and trace elements is carried out taking into account the individual and general aspects of the geochemical processes of feldspathization. When there was possible to recognize mineralogical composition of feldspathized rock paleosome and mineralogical composition of ectinites, the discussion refers directly to the such considered rock couples. Feldspathized rocks with different stages were compared to the same criterion. These rock couples which may be compared between them are linked on diagrams by lines. But when the crystalline schists are strongly feldspathized, the initial mineralogical nature of paleosome is hard to be appreciate. In such cases, the comparison between the feldspathized and non-feldspathized rocks is global among ectinites, ophthalmites nebulites and pegmatites. The ectinites and feldspathized rocks were compared at the same time with the anatectic granitoid rocks.

6.1. Major Elements

The study regarding the distribution of major elements is based upon 69 silicates analyses (Tables 2—6). From these 51 analyses are made in the Laboratory of Geological and Prospecting Enterprise, Bucharest; 18 analyses are taken from the relevant literature, namely: 55, 57, 58 (Manolescu, 1937); 27, 40, 44, 68 (Stan, 1970); 45—50, 53, 54, 56, 59, 67, 69 (Savu, 1972).

Analysts: Carmen Agrigoroaie (2, 19, 33, 42, 51, 62, 63, 64, 65), Lucreția Anghel (40, 44), Mariana Cristea (1, 3, 7, 11, 17, 21, 28, 34, 36), Suzi Iliescu (5, 10, 14, 28, 29, 30, 35, 39, 41, 43, 52), Maria Limaru (6, 32, 33), Valeria Manolescu (55, 57, 58, 68), Viorica Mercheș (4, 8, 9, 15, 16, 18, 20, 22, 23, 25, 31, 38), Cristina Popescu (27), G. Racu (68), Cecilia Vasiliu (45, 46, 47, 48, 49, 50, 53, 54, 56, 59, 67, 69), Giovanna Zăvoianu (12, 13, 24, 60, 61, 66).

The weight of the analysed handspecimens is ~ 2 kg for ectinites and anatectic granitoids, 5—7 kg for ophthalmites, 2—5 kg for nebulites, ~ 5 kg for feldspathized anatectic granitoids and pegmatites.



TABLE 3

Chemical composition

II Ophiolites

No	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total	Localization
17	114	74,07	12,57	2,23	0,95	0,02	1,53	0,82	3,93	2,60	0,14	0,06	0,00	0,00	1,28	100,01	Porcu Valley
18	102	74,05	15,65	0,40	1,00	0,00	0,10	0,70	4,65	2,02	0,10	0,00	0,00	0,00	1,10	99,77	Lăcoșii Creek
19	164	72,92	15,19	0,66	0,94	0,05	0,62	0,63	3,72	3,52	0,35	0,06	0,00	0,00	1,00	99,66	Șușița Valley
20	119	72,90	15,20	1,15	0,57	0,00	0,40	1,40	2,32	3,95	0,10	0,05	0,00	0,05	1,95	100,04	Porcu "
21	112	72,51	13,49	1,49	0,60	0,00	0,35	1,04	4,04	4,57	0,03	0,04	0,00	0,00	1,37	99,70	Porcu "
22	156	71,58	13,75	1,48	2,27	0,06	1,26	1,54	2,32	3,32	0,40	0,04	0,00	0,06	1,49	99,77	Dealu Creek
23	159	69,55	16,00	1,44	1,30	0,00	0,80	1,05	3,82	4,25	0,37	0,00	0,00	0,00	1,60	100,18	Șușița Valley
24	169	69,50	15,80	1,20	2,18	0,05	1,20	0,90	3,14	3,70	0,65	0,14	0,38	0,03	1,40	100,27	Măcrișu "
25	130	65,85	16,90	0,40	3,60	0,05	1,40	2,55	2,65	2,75	0,67	0,21	0,00	0,00	2,10	99,13	Porcu "
26	167	65,83	15,72	2,14	2,95	0,10	1,47	2,73	2,56	3,60	0,48	0,23	0,37	0,00	1,04	99,23	Măcrișu "
27	D'	65,32	19,06	2,18	3,61	0,14	0,00	1,61	2,77	2,84	1,05	0,08	0,00	0,11	1,44	100,21	Dealu Creek
28	283	63,27	16,73	1,00	4,20	0,10	2,80	3,15	2,70	2,82	0,87	0,11	0,00	0,50	2,05	99,75	Bistrița Valley
29	285	62,05	17,44	2,13	4,25	0,12	1,80	3,50	2,42	3,68	0,77	0,27	0,00	0,21	1,57	100,21	Bistrița "
30	284	59,52	18,08	2,15	4,31	0,15	2,70	3,75	2,70	2,50	1,10	0,18	0,00	0,30	2,00	99,57	Bistrița "

TABLE 4

Chemical composition

III. Nebulites

No	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total	Localization
31	191	74,00	16,00	0,10	0,35	0,00	0,40	0,70	2,32	5,40	0,17	0,00	0,00	0,00	1,05	100,49	Măcrișu Valley
32	3772	74,00	14,61	0,40	0,36	0,00	1,26	1,71	5,60	1,84	0,00	0,34	0,12	0,00	0,30	100,54	Vîja "
33	120	73,75	12,89	1,34	0,32	0,02	0,60	0,80	4,77	4,14	0,40	0,09	0,00	0,00	0,64	99,76	Porcu "
34	151	72,87	12,19	1,30	0,41	0,03	0,90	1,53	4,09	3,75	0,00	0,05	0,00	0,00	2,59	99,71	Dealu Creek
35	274	71,27	14,00	1,05	1,60	0,04	0,75	2,52	4,17	2,84	0,32	0,16	0,00	0,23	1,08	100,03	Bistrița Valley
36	174	71,19	14,24	1,36	1,41	0,03	0,50	1,67	2,80	5,59	0,13	0,16	0,00	0,00	0,91	99,99	Măcrișu "
37	2172	70,60	15,45	0,19	0,80	0,00	2,35	1,77	2,82	5,05	0,30	0,28	0,47	0,05	0,33	100,32	Lungă "
38	171	70,10	16,10	0,60	1,44	0,05	0,92	0,85	3,00	5,50	0,25	0,11	0,78	0,04	0,75	100,49	Măcrișu "
39	441	70,10	14,90	1,28	0,84	0,03	0,90	1,82	2,70	5,65	0,25	0,11	0,00	0,00	1,17	99,75	Suseni "
40	A'	69,05	15,97	1,18	0,00	0,00	0,35	2,03	3,99	5,45	0,00	0,00	1,50	0,00	0,46	100,07	Șușița "
41	260	67,83	16,00	0,76	2,15	0,06	1,25	2,17	2,70	4,48	0,52	0,15	0,00	0,19	1,28	99,54	Bistrița "
42	129	64,46	14,53	3,68	3,17	0,06	2,08	1,75	3,39	4,34	0,65	0,26	0,00	0,00	1,36	99,73	Porcu "
43	448	62,64	18,40	2,32	2,80	0,05	1,45	1,85	2,07	5,68	0,50	0,51	0,00	0,00	1,23	99,56	Suseni "
44	B'	62,36	20,90	2,77	0,00	0,12	0,50	1,57	5,28	4,40	0,00	0,00	0,69	0,05	1,10	99,75	Șușița "



TABLE 5

Chemical composition

IV. Șușița anatectic granitoids

No	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total	Localization
45	0284	72.84	15.18	0.60	0.84	0.04	0.45	1.80	3.37	3.97	0.15	0.05	0.00	0.00	0.69	99.98	Suseni Valley
46	0121	71.72	14.05	0.85	1.82	0.05	0.71	0.97	4.71	3.83	0.27	0.05	0.29	0.00	0.63	99.95	Porcu
47	0249	71.45	13.87	0.68	2.02	0.05	1.46	2.18	4.05	3.00	0.41	0.10	0.00	0.00	0.90	100.16	Șușița
48	0129	70.90	14.36	0.67	2.32	0.04	0.92	1.59	4.47	3.38	0.33	0.07	0.30	0.00	0.89	100.24	Porcu
49	0247	70.80	13.80	0.69	2.14	0.05	1.70	1.94	3.78	3.31	0.42	0.10	0.14	0.00	1.11	100.07	Șușița
50	0242	68.92	14.41	0.54	1.78	0.06	1.38	2.53	4.34	3.75	0.37	0.09	0.92	0.00	1.13	100.22	Șușița
51	180	68.75	15.70	0.64	2.30	0.07	1.40	2.31	2.37	4.38	0.45	0.08	0.00	0.05	1.28	99.78	Șușița
52	329	68.20	16.62	1.55	1.50	0.09	1.00	3.22	3.23	2.70	0.35	0.14	0.00	0.00	1.43	100.03	Sohodol
53	054	67.83	14.90	1.47	2.07	0.08	1.90	3.19	4.16	2.11	0.50	0.13	0.00	0.00	1.30	99.64	Jiu
54	012	67.66	15.13	1.01	1.88	0.06	1.56	2.08	4.32	3.32	0.40	0.10	0.80	0.00	1.50	99.81	Jiu
55	VI	67.28	13.81	0.88	2.43	0.03	3.23	3.40	4.05	2.57	0.91	0.13	0.00	0.00	1.63	100.35	Jiu
56	040	67.22	15.46	1.08	2.51	0.07	1.94	3.12	4.40	2.32	0.51	0.12	0.15	0.00	1.23	100.13	Jiu
57	V	66.09	14.95	1.75	1.90	0.00	1.39	4.10	3.07	3.47	0.96	0.25	0.00	0.00	2.14	100.07	Jiu
58	VII	62.59	15.34	1.55	3.38	0.07	3.43	4.92	2.88	2.40	1.07	0.20	0.00	0.00	2.31	100.16	Jiu
59	011	61.97	15.54	1.29	3.88	0.09	3.57	3.95	4.28	1.86	0.78	0.22	0.30	0.00	1.98	99.71	Jiu

granite: 17-19, 22-24; granodiorite: 20, 21, 25-29; diorite: 30, 31

TABLE 6

Chemical composition

V. Feldspathized anatectic granitoids

No	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total	Localization
60	35	72.70	15.10	1.05	1.60	0.05	0.74	0.92	3.22	3.50	0.15	0.04	0.45	0.03	0.65	100.18	Jiu Valley
61	34	71.30	15.25	0.80	1.09	0.04	0.46	1.00	3.20	5.30	0.12	0.04	0.60	0.06	0.51	99.77	Jiu
62	33	69.25	15.46	0.84	1.94	0.06	1.20	1.89	4.91	2.60	0.30	0.08	0.24	0.09	0.80	99.66	Jiu
63	135	65.92	15.54	1.52	2.95	0.06	1.88	1.96	3.10	4.29	0.65	0.25	0.00	0.08	1.49	99.69	Porcu

VI. Pegmatites

No	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total	Localization
64	96	74.03	13.83	0.60	0.72	0.02	0.46	0.77	3.15	5.11	0.15	0.05	0.35	0.09	0.57	99.90	Lăcșorii Creek
65	146	72.70	13.74	0.74	0.59	0.02	0.46	1.54	2.48	6.30	0.40	0.04	0.00	0.12	0.57	99.70	Șușița Valley
66	32	70.60	16.00	0.43	0.79	0.03	0.49	1.80	3.10	7.10	0.10	0.04	0.45	0.07	0.30	100.45	Jiu
67	013	65.35	17.13	0.37	0.90	0.02	0.49	1.69	3.97	7.75	0.20	0.27	0.73	0.00	0.91	99.79	Jiu
68	E	64.35	18.10	0.75	0.45	0.05	0.35	1.05	1.75	12.25	0.00	0.10	0.00	0.00	0.60	99.80	Șușița
69	082	73.04	13.86	0.59	1.45	0.02	0.92	0.85	2.08	6.10	0.41	0.05	0.00	0.00	0.69	100.06	Brateu



TABLE 7

Barth cell

No	Sample	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Ti	P	Si	O	H	Rock type
1	163	1,98	2,54	0,71	1,77	2,27	0,02	9,58	0,28	0,05	66,62	151,58	8,42	ectinitite
2	164	3,82	6,20	0,57	0,77	1,33	0,03	15,40	0,23	0,01	62,76	154,20	5,80	ophthlomite
3	111	2,96	3,22	0,72	1,48	3,02	0,02	9,26	0,02	0,02	66,00	151,50	8,50	ectinitite
4	114	2,82	6,52	0,72	1,95	2,10	0,00	12,77	0,10	0,03	63,25	152,72	7,28	ophthlomite
5	442	2,46	1,84	1,28	2,35	3,53	0,02	9,93	0,41	0,05	64,71	151,10	8,90	ectinitite
6	448	6,52	3,66	1,77	1,94	3,66	0,02	19,46	0,32	0,37	56,16	152,56	7,44	nebulite
7	2172	1,00	4,92	3,35	0,86	0,56	0,00	14,92	0,15	0,05	63,45	155,74	4,26	ectinitite
8	2372	5,48	4,60	1,64	2,97	0,79	0,00	15,51	0,20	0,20	60,16	158,16	1,84	nebulite
9	101	4,18	1,34	0,93	2,63	3,24	0,00	9,85	0,41	0,05	64,03	148,64	11,36	ectinitite
10	102	2,16	7,68	0,61	0,10	0,97	0,00	15,72	0,05	0,00	63,08	153,76	6,24	ophthlomite
11	168	3,80	2,26	1,28	1,28	3,18	0,05	10,91	0,46	0,02	63,18	145,56	14,44	ectinitite
12	169	4,22	5,40	0,86	1,61	2,46	0,03	16,57	0,43	0,11	59,22	151,66	8,34	ophthlomite
13	149	2,96	1,24	0,83	1,66	3,47	0,03	13,00	0,46	0,02	62,83	149,64	10,36	ectinitite
14	151	4,10	6,78	1,39	1,13	1,13	0,02	12,69	0,00	0,02	62,23	145,56	14,56	nebulite
15	280	1,54	0,84	7,24	2,96	4,08	0,21	13,06	0,47	0,16	57,45	146,92	13,64	ectinitite
16	283	2,54	4,60	2,97	3,66	3,75	0,05	17,38	0,58	0,09	55,86	147,08	12,08	ophthlomite
17	175	3,74	6,28	2,79	2,42	2,43	0,05	19,45	0,26	0,05	55,70	152,20	7,88	ectinitite
18	174	6,22	4,74	1,53	0,63	1,79	0,02	14,70	0,05	0,10	62,45	154,62	5,38	nebulite
19	261	2,64	5,18	4,41	3,97	2,45	0,05	18,91	0,71	0,04	55,14	152,94	7,06	ectinitite
20	260	5,08	4,60	2,01	1,64	2,11	0,03	16,61	0,31	0,10	59,72	152,50	7,50	nebulite
21	156	3,84	3,90	1,51	1,61	3,14	0,03	14,04	0,26	0,13	61,93	151,38	8,62	ophthlomite
22	159	4,68	6,40	0,99	1,04	1,90	0,00	16,32	0,23	0,00	60,21	150,84	9,10	ophthlomite
23	284	2,84	4,68	3,60	3,60	4,68	0,10	19,04	0,75	0,16	53,31	148,06	11,94	ophthlomite
24	285	4,18	4,18	3,32	2,41	4,55	0,05	18,33	0,26	0,21	55,31	150,68	9,32	ophthlomite

TABLE 8

Cation balances

No	Rock couples	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Ti	P	Si	H
1	164-163	+ 1,84	+ 3,66	- 0,14	- 1,00	- 0,94	+ 0,01	+ 5,28	- 0,05	- 0,04	- 3,86	- 2,62
2	114-111	- 0,14	+ 3,30	0,00	+ 0,47	- 0,92	- 0,02	+ 3,51	- 0,08	+ 0,01	- 2,75	- 1,22
3	448-442	+ 4,06	+ 1,82	+ 0,49	- 0,41	+ 0,13	0,00	+ 9,53	- 0,09	+ 0,32	- 7,55	- 1,46
4	2172-2372	+ 4,48	- 0,32	- 1,71	+ 2,11	+ 0,23	0,00	+ 0,52	+ 0,05	- 0,15	- 3,29	- 2,42
5	102-101	- 2,02	+ 6,34	- 0,32	- 2,53	- 2,27	0,00	+ 5,87	- 0,36	- 0,05	- 0,95	- 5,12
6	169-168	+ 0,40	+ 3,14	- 0,42	+ 0,35	- 1,28	- 0,02	+ 5,66	- 0,03	+ 0,09	- 3,96	- 5,90
7	151-149	+ 1,14	+ 5,54	+ 0,56	- 0,56	- 2,34	- 0,01	- 0,31	- 0,46	0,00	- 0,60	+ 4,20
8	283-280	+ 1,00	+ 3,76	- 5,07	+ 0,70	- 0,33	- 0,16	+ 4,52	+ 0,11	+ 0,07	- 1,59	- 1,56
9	174-175	+ 2,48	- 1,54	- 1,26	- 1,79	- 0,64	- 0,03	- 4,75	- 0,21	+ 0,05	+ 6,75	- 2,42
10	260-261	+ 2,35	- 0,58	- 2,40	- 2,33	- 0,34	- 0,02	- 2,30	- 0,40	+ 0,06	+ 5,42	+ 0,44
11	159-156	+ 0,84	+ 2,50	- 0,52	- 0,57	- 1,24	- 0,03	+ 2,28	- 0,03	- 0,13	- 1,72	+ 0,45
12	285-281	+ 1,34	- 0,50	- 0,28	- 1,19	- 0,13	- 0,05	- 0,71	- 0,49	+ 0,05	+ 2,00	- 2,62



TABLE 9

No	Sample	Q	Or	Ab	An	C	Bi	Ho	Mt	Ap	Il	Q %	Ab %	Or %
1	145	62,19	4,00	11,95	4,60	3,08	12,25	—	1,34	0,09	0,72	79,6	15,3	5,2
2	163	60,62	5,40	14,85	1,90	5,12	9,91	—	1,06	0,15	0,99	74,9	18,4	6,7
3	111	53,03	12,10	18,60	2,50	2,56	8,00	—	2,28	0,12	0,84	63,3	22,2	14,3
4	97	53,72	6,52	11,55	3,90	4,71	17,31	—	0,60	0,12	1,66	74,8	16,1	9,1
5	442	57,65	6,35	10,75	4,05	4,92	12,30	—	2,23	0,33	1,32	77,1	14,4	8,5
6	2372	43,94	4,72	27,50	17,15	3,23	2,88	—	0,57	0,31	0,57	57,7	36,1	6,2
7	101	53,50	17,12	7,65	2,05	4,21	11,01	—	2,69	0,30	1,47	63,3	9,8	21,9
8	168	49,84	14,10	13,50	4,05	3,96	12,63	—	0,51	0,21	1,60	64,4	17,4	18,2
9	149	56,65	8,65	7,25	1,80	9,42	13,49	29,00	0,96	0,09	1,69	78,1	10,0	11,9
10	280	33,18	6,54	10,85	16,65	—	—	—	2,71	0,32	1,44	65,6	21,4	12,9
11	192	31,38	10,64	22,00	6,80	4,04	21,72	—	2,66	0,24	1,33	49,0	34,4	16,6
12	175	21,74	9,34	33,40	12,60	4,91	14,66	—	1,21	0,30	0,96	33,7	51,8	14,5
13	178	26,76	13,93	17,60	12,20	5,19	21,74	—	1,51	0,27	1,29	45,9	30,2	23,9
14	261	26,26	0,60	27,25	16,35	3,89	20,82	—	1,80	0,84	2,19	48,5	50,4	1,1
15	95	27,13	27,15	7,60	2,05	13,07	17,11	—	2,67	—	2,04	43,8	12,3	43,9
16	172	10,85	7,15	46,25	9,55	2,50	15,20	—	4,51	2,04	2,19	16,9	72,0	11,1

TABLE 10

No	Sample	Q	Or	Ab	An	C	Bi	Mt	Ap	Il	Q %	Ab %	Or %
17	114	37,72	12,15	36,05	3,15	2,41	5,68	2,39	0,15	2,39	43,9	42,0	14,0
18	102	35,62	9,85	42,65	3,20	5,17	2,09	0,42	—	0,21	40,4	48,4	11,2
19	164	34,92	18,83	34,10	1,50	5,27	3,79	0,70	0,15	0,75	39,7	38,8	21,4
20	119	39,97	23,25	21,65	5,48	6,60	1,62	1,24	0,12	0,21	47,1	25,5	27,4
21	112	28,95	26,65	36,15	4,90	0,16	1,10	1,60	0,09	0,06	31,6	39,4	29,0
22	156	40,25	16,40	21,70	6,20	4,48	8,40	1,61	0,09	0,87	31,4	27,7	20,9
23	159	27,49	22,88	34,90	4,00	4,10	4,27	1,57	—	0,78	32,2	40,9	26,8
24	169	34,23	17,64	28,80	1,15	6,95	7,74	1,29	0,33	1,38	42,4	35,7	21,9
25	130	34,55	8,97	24,85	9,05	7,30	12,85	0,44	0,51	1,47	50,5	36,3	13,2
26	167	31,18	15,70	23,80	10,35	4,47	10,08	2,31	0,57	1,05	44,1	33,7	22,2
27	D'	34,52	14,00	25,75	3,75	11,50	5,60	2,37	0,22	2,30	46,5	34,7	18,9
28	283	31,95	2,14	25,20	12,20	6,38	18,90	1,08	0,27	1,90	53,9	42,5	3,6
29	285	26,56	13,77	22,50	13,00	5,47	14,13	2,20	0,66	1,65	42,3	35,8	21,9
30	284	26,70	4,22	25,25	13,90	6,87	17,89	2,33	0,45	2,40	47,5	45,0	7,5

TABLE 11

III Nebulites

Mezonorm

No	Sample	Q	Or	Ab	An	C	Bi	Mt	Ap	Il	Q %	Ab %	Or %
31	191	36,05	31,12	20,40	3,00	5,84	2,14	0,10	—	0,36	41,17	23,30	35,53
32	3772	29,19	7,85	48,70	5,80	2,36	4,66	0,32	0,88	—	33,65	57,30	9,05
33	120	27,35	23,64	43,25	1,50	—	1,70	1,41	0,21	0,84	29,02	45,90	25,08
34	151	33,46	21,00	33,00	7,45	0,61	3,05	1,41	0,12	—	38,20	37,80	24,00
35	274	29,84	13,90	38,20	10,25	0,43	4,12	1,12	0,39	0,79	36,40	46,60	16,90
36	174	29,00	31,52	25,70	6,70	1,32	3,65	1,45	0,40	0,27	33,60	29,80	36,50
37	2172	29,70	23,47	25,42	5,75	3,56	10,13	0,20	0,60	0,60	37,80	32,30	29,80
38	171	27,38	29,20	28,65	2,50	4,63	5,93	0,63	0,27	0,54	32,10	33,60	34,20
39	441	28,00	32,35	24,85	7,35	1,90	3,36	1,36	0,30	0,54	32,80	29,10	37,90
40	A'	22,72	31,30	35,75	9,00	—	1,28	0,84	—	—	25,30	39,80	34,80
41	260	29,81	21,78	25,00	8,15	4,33	8,75	0,82	0,36	1,11	38,90	32,60	28,40
42	129	24,57	19,37	31,35	4,50	1,98	11,25	3,96	0,63	1,41	32,60	41,60	25,70
43	448	25,82	28,75	19,15	3,55	8,55	9,36	2,50	1,23	1,08	35,00	39,00	26,00
44	B	11,58	24,60	46,20	7,75	5,00	2,10	1,92	—	—	14,05	56,00	29,80

TABLE 12

IV Șușița anatectic granitoids

Mezonorm

No	Sample	Q	Or	Ab	An	C	Bi	Ho	Mt	Ap	Il	Q %	Ab %	Or %
45	0284	32,53	21,94	30,75	8,10	2,68	2,88	—	0,63	0,12	0,33	38,2	36,1	25,7
46	0121	26,09	19,27	42,55	3,50	0,97	5,65	—	0,90	0,12	0,57	29,7	48,4	21,9
47	0249	30,58	12,57	36,80	8,20	1,08	9,01	—	0,72	0,24	0,87	38,2	46,0	15,7
48	0129	27,15	15,39	40,45	6,20	1,21	7,62	—	0,70	0,18	0,70	32,7	48,7	18,5
49	0247	30,75	13,52	34,50	7,50	1,44	10,21	—	0,74	0,24	0,90	39,0	43,8	17,1
50	0242	20,98	23,05	39,15	6,91	—	—	8,60	0,57	0,17	0,78	25,3	47,1	27,7
51	180	32,24	20,90	21,90	9,70	4,05	9,40	—	0,70	0,16	0,96	42,9	29,2	27,8
52	329	31,31	13,09	29,70	14,20	3,81	5,32	—	1,62	0,29	0,75	42,2	40,1	17,7
53	054	29,00	6,45	38,40	31,50	1,00	10,00	—	1,62	0,30	1,08	39,2	51,9	8,7
54	012	24,63	14,10	39,30	8,25	1,60	8,96	—	1,06	0,24	0,84	31,5	50,4	18,0
55	V1	26,60	18,20	28,50	15,50	0,74	5,00	—	1,90	0,60	2,10	36,3	38,9	24,8
56	040	25,18	6,60	39,90	12,85	2,17	11,60	—	1,14	0,30	1,08	35,1	55,7	9,2
57	V	27,38	16,40	28,50	16,00	0,52	7,67	—	1,89	0,46	2,07	37,9	39,4	22,7
58	VII	27,23	2,80	26,65	20,00	1,00	18,88	—	1,67	0,46	2,31	48,0	47,0	4,9
59	011	21,79	1,02	39,15	16,10	0,73	20,50	—	1,38	0,38	1,65	35,2	63,2	1,7



TABLE 13

Mezonorm

V. Feldspathized anatectic granitoids

No	Sample	Q	Or	Ab	An	C	Bi	Mt	Ap	Il	Q%	Ab%	Or%
61	35	36,59	17,95	29,35	3,85	5,14	4,88	1,11	0,09	0,33	43,6	35,0	21,4
62	34	28,63	29,67	29,10	4,35	2,97	3,33	0,85	0,09	0,24	32,7	33,3	33,9
63	33	25,37	10,57	44,48	7,80	1,90	7,90	0,89	0,18	0,36	31,5	55,3	13,1
64	135	27,42	18,55	28,50	5,50	4,33	12,00	1,64	0,60	1,14	36,8	38,3	24,9

VI Pegmatites

No	Sample	Q	Or	Ab	An	C	Bi	Mt	Ap	Il	Q%	Ab%	Or%
64	96	32,73	29,04	28,75	3,05	2,24	2,66	0,65	0,10	0,33	36,1	31,7	32,1
65	146	29,68	36,35	22,80	6,05	0,72	2,60	0,52	0,09	0,90	33,4	25,7	40,9
66	32	22,05	39,73	27,80	3,35	2,17	3,57	0,45	0,09	0,20	24,6	31,0	44,3
67	013	9,30	43,62	35,60	5,55	0,19	3,40	0,39	0,63	0,42	10,5	40,2	49,3
68	E	5,00	71,85	15,80	4,45	0,36	1,47	0,80	0,24	—	5,4	17,0	77,5
69	082	34,48	33,02	19,01	2,49	3,29	6,00	0,63	0,12	0,60	39,8	22,0	38,2



In order to point out the difference of chemical composition there were calculated the standard cell for the rock couples as well as cation balance (Tables 7, 8).

Table 8 shows in most cases the obvious increasing of sodium and potassium amounts within feldspathized rocks. The negative balance of potassium for rock couples 101—102 and 114—111 could be explained by the intense albitization subsequently superposed over a microcline or microcline-perthitic feldspathization. It was sufficient that the number of sodium cations which replaced potassium of the microcline lattice to be greater than the number of potassium cations subsequently introduced, so that the balance of the last ones to be negative. The albitization process is reflected in the mineralogical composition, too. The substitutional antiperthites are obvious in certain zones along Porcu Valley, Lăcșori Creek or Bistrița Valley. The unhomogeneous albitic substitution and its lack of relationship with the subsequent potash feldspathization is also proved by the variable balance of sodium (between 6.34 and 1.82); sometimes the values are negative (—0.32; —1.54; —0.58; —0.50).

Within migmatitic rocks calcium is weakly decreasing, excepting the rock couples 448—442 and 151—149.

Magnesium, manganese and titanium are in most cases removed from migmatitic rocks. Iron is also systematically removed. This fact is in accord with microscopical observations which shows the substitution of the biotite by the K-feldspar in the ectinites.

The substitution of micaceous minerals by alkaline feldspars determines the dehydration of migmatized rocks. The balance of standard cells shows H negative values.

The negative and positive phosphorus values, rather insignificant, are in connection with the presence of some small and variable amounts of apatite in the studied rocks.

The silica behaviour is rather interesting. SiO_2 is added or eliminated while the equilibrium of the granitic composition is reached. In the ectinites from Lainici-Păiuș Crystalline Series which initially had a striking quartzitic character, SiO_2 was removed from the system. In turn, the crystalline schists which initially before feldspathization had a strong feldspathic or feldspathic-micaceous character became enriched in SiO_2 (e.g. the balance of the rock couples 174—175 = +6.75; 260—261 = +5.42; 285—284 = +2.00).

The evident behaviour of aluminium as compared to silicon demonstrate that certain ions were brought in, concomitantly with the removal of others during feldspathization processes, closely connected to the initial chemical-composition of rock. The individualized rock-couple balances which are negative for silicon are positive for aluminium and vice versa. Thus, on the one hand is proved that in the high-grade aluminium crystalline schists — rich in plagioclase and/or micaceous minerals, and with minor amount of quartz — due to granitization, concomitantly with the introduction of some SiO_2 a removal of



aluminium took place; on the other hand it is demonstrated that in the predominant quartzitic crystalline schists with subordinate amount of aluminium — bearing minerals plagioclase and micas — during feldspathization simultaneously with the introduction of some aluminium, SiO_2 was constantly removed (see Tables 7 and 8).

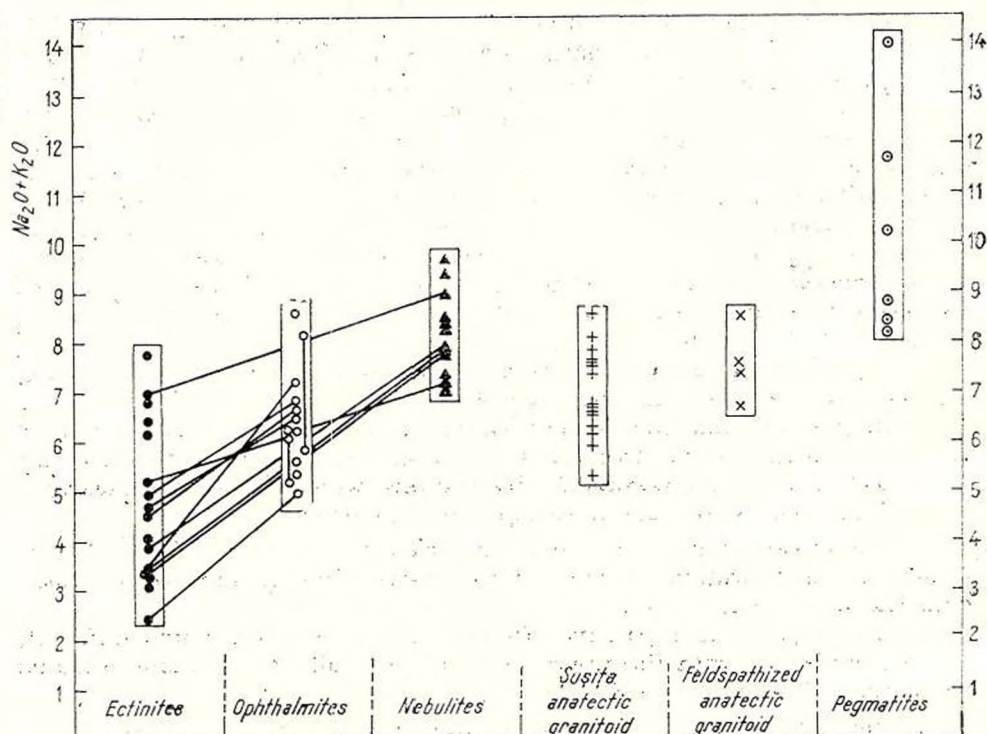


Fig. 28. — Quantitative ratios of alkalis in analysed rocks. The full lines are indicating alkalis variation of the rock couples (see table 8).

For the location of feldspathization within a larger geologic context from which petrotectonic conclusions may result, there were analysed and compared on diagrams major elements variation of ectinites, feldspathized rocks and Șușița anatectic granitoids.

As shown on diagram the alkalis sum is increasing in ectinite-ophthalmite-nebulite-pegmatite series (Fig. 28); the anatectic granitoids have a low alkalis content than some feldspathized rocks with nebulitic or ophthalmitic structures. The same conclusion is valid for the diagram which shows the relationships $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 29). Besides, here it is very often pointed out in ectinites the potassium predominance as against sodium which may be linked with the significant participation of micaceous minerals: the ratio

$K_2O/K_2O + Na_2O$ is higher than 0.5 in most cases. In ophthalmites and nebulites the ratio $K_2O/K_2O + Na_2O$ is higher or lower than 0.5. It is predominant either sodium or potassium, but the general tendency is of potassium predominance. In pegmatite the potassium is obviously predominant. Şuşiţa anatectic granitoids are richer in sodium; in

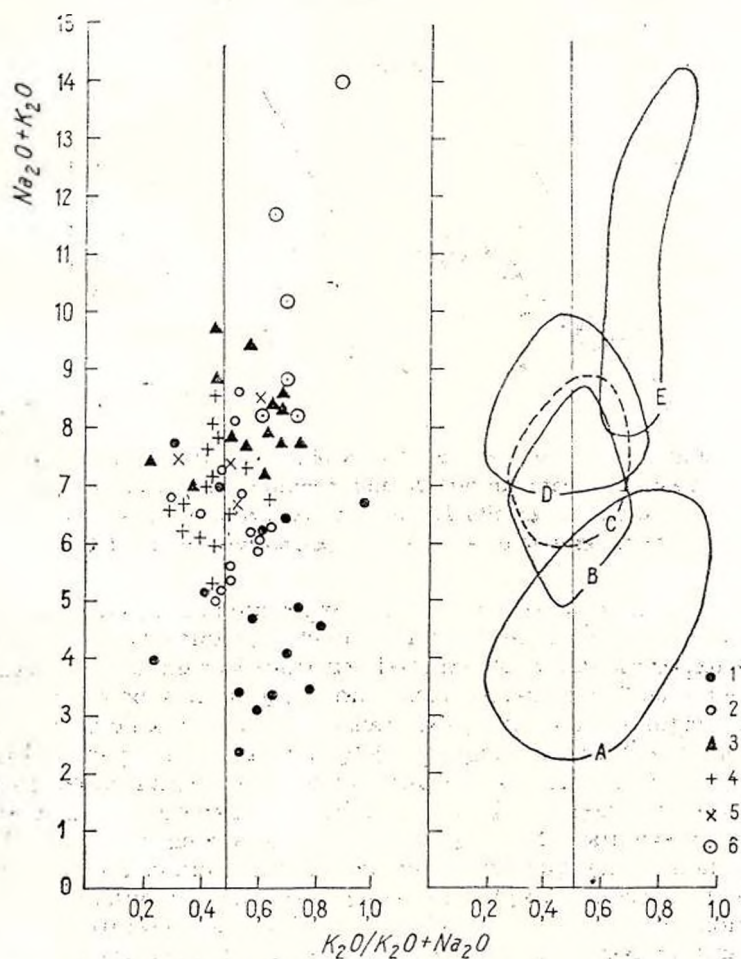


Fig. 29. — Alkali variation; ectinites (1) -field A; ophthalmites (2) -field B; Şuşiţa anatectic granitoid (4) and feldspathized anatectic granitoid (5) -field C; nebulites (3) -field D; pegmatites (6) -field E.

turn, within the feldspathized anatectic granitoids potassium is more abundant than sodium. In this way a subsequent potash feldspar enrichment of anatectic granitoids is pointed out.

The diagram seen in Figure 30 shows the progressive decreasing of $\text{Fe}^{III} + \text{Fe}^{II}$ and Mg contents, concomitantly with the increasing of feldspathization intensity.

The main minerals of granitoid rocks Q-Ab-Or (mezonorm: Tables 9-13), projected on the triangle seen in Figure 31, delimit five significant petrogenetic domains. On this diagrams it is also plotted

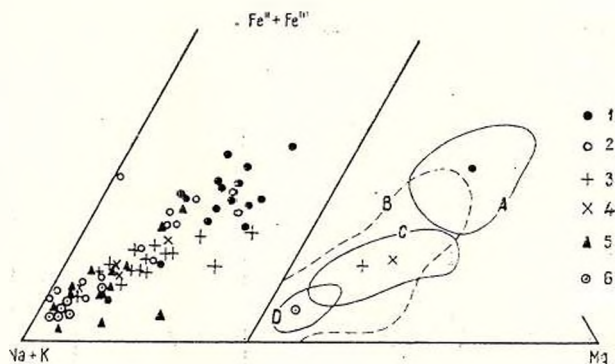


Fig. 30. — $\text{Fe}^{III} + \text{Fe}^{II}$ /Na+K/Mg ratio in ectinites (1) -field A; ophthalmites (2) and nebulites (5) -field B; Șușița anatectic granitoids (3) and feldspathized Șușița anatectic granitoid (4) -field B; pegmatites (6) -field D.

the eutectic domains determined by experimental researches (Tuttle and Bowen, 1958). The Șușița anatectic granitoids field superposed over the experimentally determined eutectic domain of magmatic rocks. Winkler (1967) considered such coincidences as a proof of magmatic-anatectic origin of the analysed rocks. In other domains of the rocks plotted on the ternary diagram Q-Ab-Or are only partly superposed over the magmatic eutectic domain. Thus, the ophthalmites domain appears to be enriched in Q, while nebulites domain is enriched in Ab and Or components. The pegmatite area is strongly elongated toward Or component. The quartzitic schists of the Lainici-Păiuș Series poor in orthoclase occupy Ab-Q side being sited mainly outside the eutectic composition (Fig. 31). The conclusion is that the nebulitic and ophthalmitic granitoid rocks, as well as the pegmatoid ones are not of eutectic composition. Some analyses of these non-magmatic granitoids are projected within an eutectic domain, but this fact is due to the striking feldspathization process of crystalline schists, where the mineralogical equilibrium of granitic composition has been reached.

The granitization of Lainici-Păiuș Crystalline Series is obviously shown on Q-Ab-Or diagram where only rock-couples have been projected (Fig. 32). Thus the ectinites peripherally disposed as against "eutectic center" and consisting of quartz and plagioclase exhibit a

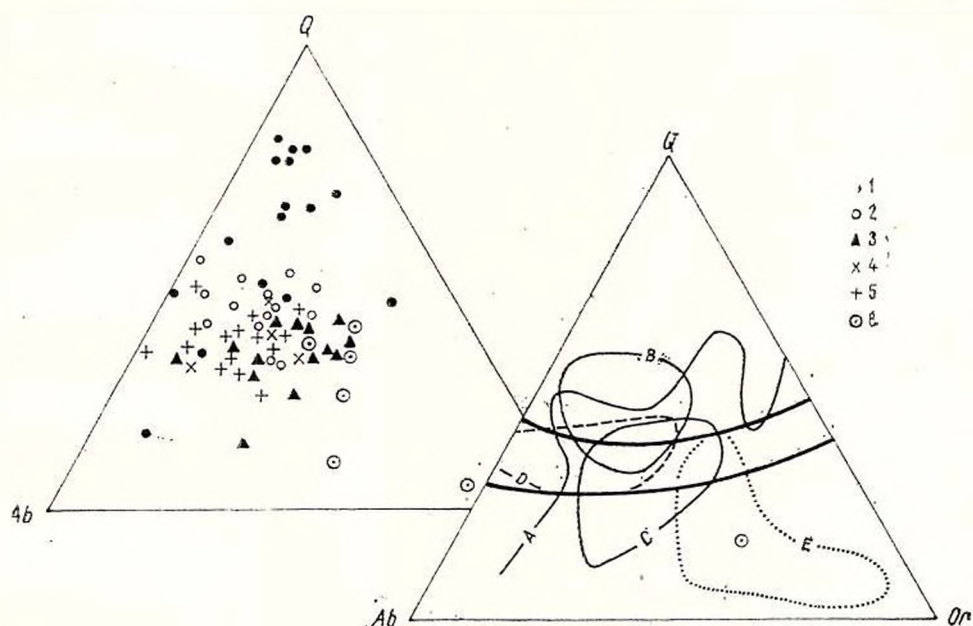


Fig. 31. — Fields of feldspathized rocks and ectinites an compared to anatectic-magmatic domain of Șușița granitoids (dash-line) and eutectic field experimentally determined (thick-line). Ectinites (1) -field A ; ophthalmites (2) -field B ; nebulites (3) -field C ; Șușița anatectic granitoids (5) and Șușița feldspathized granitoids (4) -field D ; pegmatites (6) -field E.

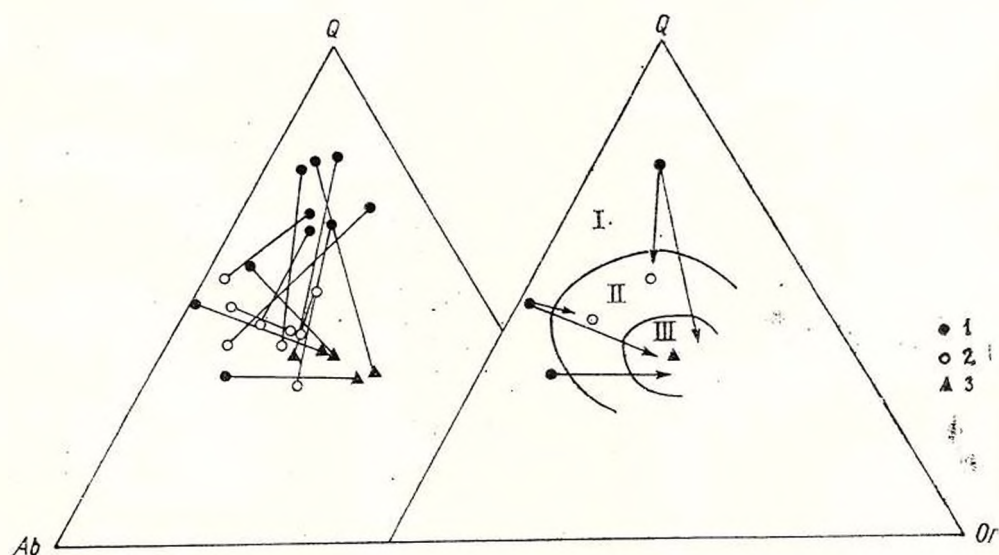


Fig. 32. — Q—Ab—Or relations ; ectinites (1) -field I ; ophthalmites (2) -field II and nebulites (3) -field III. Left-sited rock couples are joint by lines.

wide quantity variation as regards the above mentioned minerals. The ophthalmites plotted in narrow domain point to the great extent of orthoclase participation; thus the Q-Ab-Or ratio begins to equilibrate. Nebulites which occupy the triangle center illustrate the proportional participation of the three minerals: $Q \sim 1/3$, $Ab \sim 1/3$, $Or \sim 1/3$. The "eutectic composition" specific to the magmatic granitoids appears during the highest degree of feldspathization by a "convergence phenomenon".

As a conclusion, we may say that the study of the major elements emphasizes the anatectic magmatic origin of the Șușița granitoids and it points out also the subsequent metasomatic feldspathization of these ones and of the Lainici-Păiuș Crystalline Series. As a result of feldspathization the rocks become enriched in alkali; concomitantly calcium, magnesium, iron, titanium and phosphorus are removed. As for silicium and aluminium the following situation could be noticed: while silicium is added, aluminium is removed and vice versa. These remarks are generally in agreement with Reynolds's conclusion (1946) regarding the geochemical ionic interaction which take place within a rock during the second stage of granitization.

The alkaline quartzo-feldspathic leucosome has its origin at least partly due to a substance supply from outside the system, for the crystalline schists of Lainici-Păiuș Series generally and the quartzitic schists and quartzites especially have a lower alkali content which cannot justify their distribution "in situ". Sometimes, in the intensely feldspathized crystalline schists, the sum of $Na_2O + K_2O$ is increasing and surpasses even the highest quantities of $Na_2O + K_2O$ of the Șușița anatectic granitoids. Thus the origin of the granitic neosomatic portion is arteritic and not venitic.

6.2. Trace Elements Distribution

The trace elements distribution in minerals depends on the temperature, pressure, chemical composition of environment as well as atomic components characteristics (ionic radius, charge, polarization, capacity), on the migration capacity and on strength of bounds atoms. These factors influence each other, thus being very difficult to establish all the parameter values. That's why only general laws regarding the trace elements distribution can be stated. In addition, trace elements which occupy certain places into the mineral lattice, according to diadochy law (Goldschmidt, 1954), may be accidentally encountered as variable quantities outside the lattice on discontinuous crystal surfaces (Goni, 1966, De Vore (Barth, 1961) stated that trace elements would not be accepted into the mineral lattice unless they are not concentrated in a sufficient quantity within the environment. According to Heier (1962) the trace elements may be found in the lattice break as absorbed or adsorbed phase during the crystal growth, as well as into the crystallographic structure.



The study of trace elements distribution within Danubian Autochthon has been made by Savu (1974) according to Lapadu-Hargues' hypothesis. In our opinion the feldspathization did not take place syn-kinematically but during subsequent phase and more we agree with the progressive metamorphism chemically conservative.

Comparative study of trace elements is based upon 26 spectral analyses (Table 14). The spectral analyses are made on the samples on which the major elements were analysed, too. The rock-couples linked on diagrams by lines correspond with the rock-couples of the major elements.

Trace elements variation in ectinite-ophthalmite-lanatectic granitoid-nebulite-pegmatite series which are depending $Na + K \%$ is shown on diagrams (Fig. 33, 34).

The granitophyle elements such as Ba, Pb, Sr substitute for potassium into plagioclases. Generally Ba and Pb prefer the potash feldspar lattice while Sr with an intermediary ionic radius may replace both Ca from plagioclase and K from potash feldspar (Barth, 1961; Hall, 1967). The rock-couples (ectinites-feldspathized rocks; Fig. 33) have a positive correlation; this fact presumes the introduction of Ba, Pb and Sr from outside, concomitantly with K supply necessary to the K-feldspar formation. The global variation of these elements during the feldspathization is also significant. Minor amount of Ba having a rather limited interval (400—670 ppm) is found in ectinites because these non-feldspathized rocks have a quartzitic character, and when micas and plagioclase are present even in great quantities their crystallographic lattice accept it harder than the potash feldspar lattice.

For the migmatitic rocks the "barium interval" and barium amount continuously increase in the ophthalmite (750—1300 ppm) → nebulite (570—1800 ppm) → pegmatite (880—3300 ppm) series. The more potassium increases, the more the barium variation increases. The general Ba-K increasing may be explained by the fact that Ba has well defined places into the alkali feldspar lattice, but Ba variation within each series interval (rather independent as against K-amount), as well as the interval loosing in which Ba is included (from ophthalmites to pegmatites) presume at the same time extra Ba supply in the potash feldspar. Ba extrasupply takes place along the growing crystal surfaces during metasomatism. Thus, the Ba distribution into potash feldspar is controlled not only by temperature but especially by chemical nature of the environment. If the environment contains more Ba than it could be included by K-feldspar lattice (diadochy law) the quantity of Ba in excess is fixed by weak boundings Van de Waals type along growing surfaces or into lattice breaks of crystal. Thus, it may be explained why to a high K-content corresponds a low Ba content (sample 26/013: $K = 6.43\%$, $Ba = 880$ ppm) while to a lower K-content corresponds a higher Ba-content (sample 5/146: $K = 5.23\%$, $Ba = 330$ ppm, Table 14).



Trace elements (ppm)

TABLE 14

No	Sam- ple	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Zr	Li	Sr	Ba	Ca %	Na %	K %	Na + K %	Sr Ca	Ba Sr	Ba K	10 ³	Petrographic type
1	168	29	30	10	23	8	36	54	11	440	40	24	460	1,00	1,01	2,90	3,91	2,4	19,2	15,8		Eclinites
2	149	7	53	16	30	14	30	50	13	360	52	20	670	0,64	0,55	2,24	2,79	3,1	33,5	29,9		
3	145	11	37	6	13	7	19	37	8	400	28	32	500	0,84	0,93	1,55	2,49	3,8	15,6	32,2		
4	442	14	15	12	19	12	50	56	12	420	50	100	400	1,00	0,84	1,86	2,70	10,0	4,0	21,5		
5	2372	6	9	19	3,5	3	2,5	13	<2	80	4	500	420	2,66	2,22	0,80	3,02	18,8	0,8	52,5		
6	280	16	23	17	32	18	56	40	12	340	19	320	400	5,50	0,84	1,11	1,95	5,8	1,2	36,0		
7	169	42	27	18	6	6	5	25	8,5	270	40	115	820	0,64	2,33	3,07	5,40	17,9	7,1	26,7		Ophthalmites
8	167	12	29	19	5	7	5	23	7	340	53	230	1000	1,95	1,90	2,99	4,89	11,8	4,3	33,4		
9	285	20	24	21	16	14	26	52	18	360	42	420	1300	2,50	1,80	3,05	4,85	16,8	3,1	42,6		
10	283	15	43	23	28	18	35	60	12	360	43	360	600	2,25	2,00	1,89	3,89	16,0	1,7	31,7		
11	284	17	27	23	23	17	40	80	22	520	48	410	750	2,55	2,00	2,07	4,07	16,0	1,8	36,2		
12	0284	32	8	18,5	<5	Nd	<5	8	Nd	Nd	23	275	1050	1,29	2,50	3,30	5,80	21,3	3,8	31,8		Șușita anatectic granitoids
13	012	21	30	23	13	Nd	15	20	Nd	Nd	41	413	880	1,49	3,20	2,74	5,94	27,7	2,1	32,1		
14	040	26	28	22	15	Nd	28	29	Nd	Nd	30	280	630	2,23	3,26	1,93	5,19	12,5	2,2	32,6		
15	054	17	19	21	14	Nd	30	42	Nd	Nd	37	330	660	2,28	3,08	1,75	4,83	14,5	2,0	37,7		
16	011	23	53	26	58	Nd	68	78	Nd	Nd	37	375	700	2,82	3,17	1,54	4,71	13,3	1,9	45,5		
17	171	28	30	20	5	4	4	13	5,5	290	23	160	1100	0,61	2,22	4,56	6,78	26,2	6,9	21,4		Nebulites
18	174	37	21	14	5	3,5	4	12	6	190	25	160	850	1,19	2,07	4,64	6,71	13,4	5,3	18,3		
19	441	28	7	16	5	3,5	6	13	3	140	24	380	1500	1,30	2,00	4,69	6,69	29,2	3,9	32,0		
20	151	24	31	14	5	3	5,5	10	4,5	45	13	175	570	1,09	3,03	3,11	6,14	16,0	3,3	18,3		
21	2172	16	17	16	5,5	4	5	9	2,5	140	9	290	1000	1,26	2,09	4,19	6,28	23,0	3,4	23,9		
22	448	29	10	22	5,5	7,5	8	28	8	245	42	460	1800	1,32	4,21	4,71	8,92	34,8	3,9	38,2		
23	32	21	26	11	4	2,5	4	8	3	40	9	115	1400	0,57	2,30	5,89	8,19	20,2	12,2	23,8		Pegmatites
24	082	42	12,5	14,5	7	Nd	7	14	Nd	Nd	16	215	1550	0,61	1,54	5,06	6,60	35,2	7,2	30,6		
25	146	41	27	9	5	2	4	7,5	3	<40	6	420	3300	1,10	1,84	5,23	7,07	38,2	7,9	63,1		
26	013	34	15	22	<5	Nd	<5	4	Nd	Nd	10	540	880	1,21	2,94	6,43	9,37	44,6	1,6	13,7		

Nd = nondetermined

Rock couples are : 168-169 ; 149-151 ; 442-448 ; 2372-2172 ; 280-283

Sources : 7 analyses (12-16,24 and 26) are taken from Savu et al., 1972 ; the others are new analyses. Analyst : Constanța Udrescu



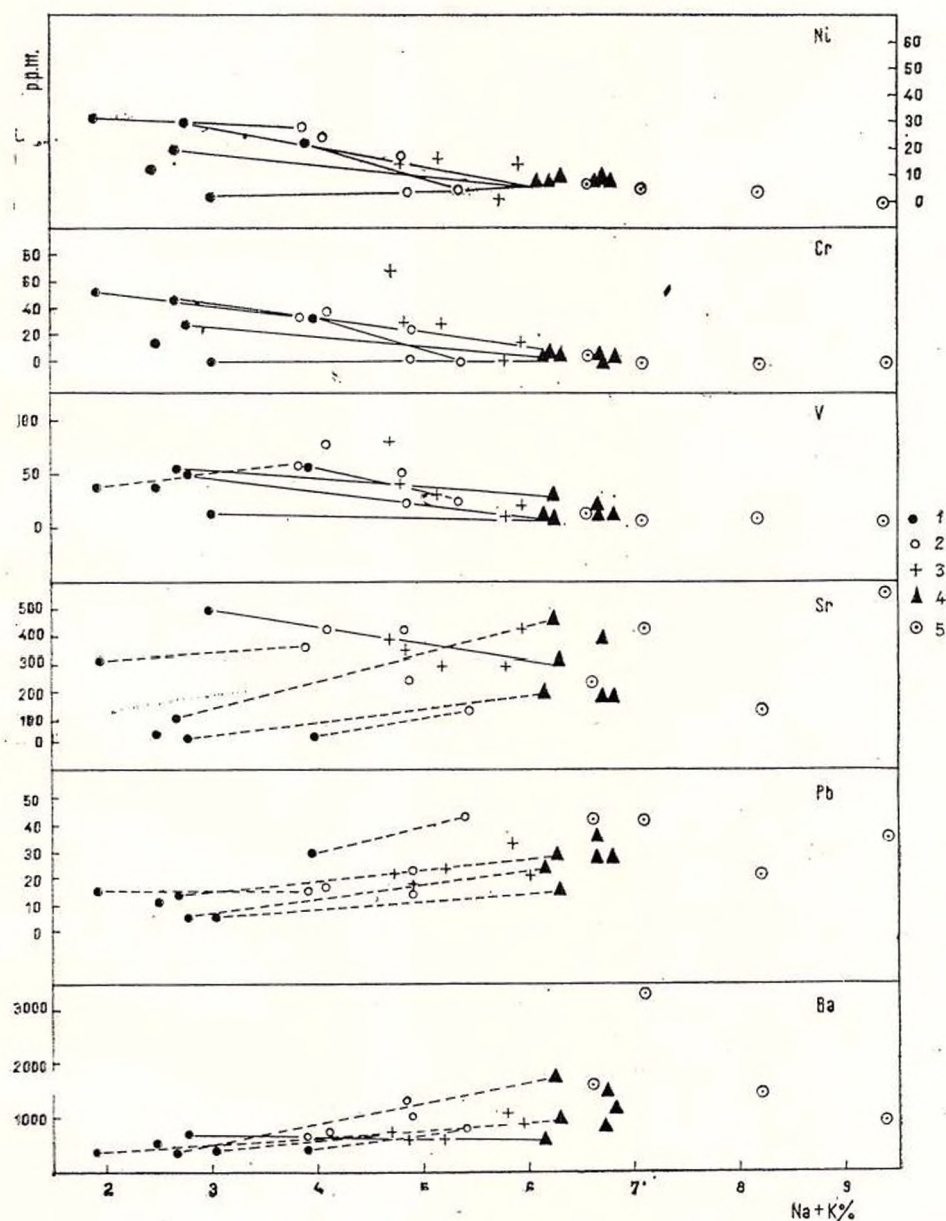


Fig. 33. — Trace element variation as compared to alkali value from ectinite (1) — ophthalmite (2) — [granite (3)] — nebulite (4) — pegmatite (5) series. Rock-couples are joint by lines (dash-line=positive correlation; full-line=negative correlation).



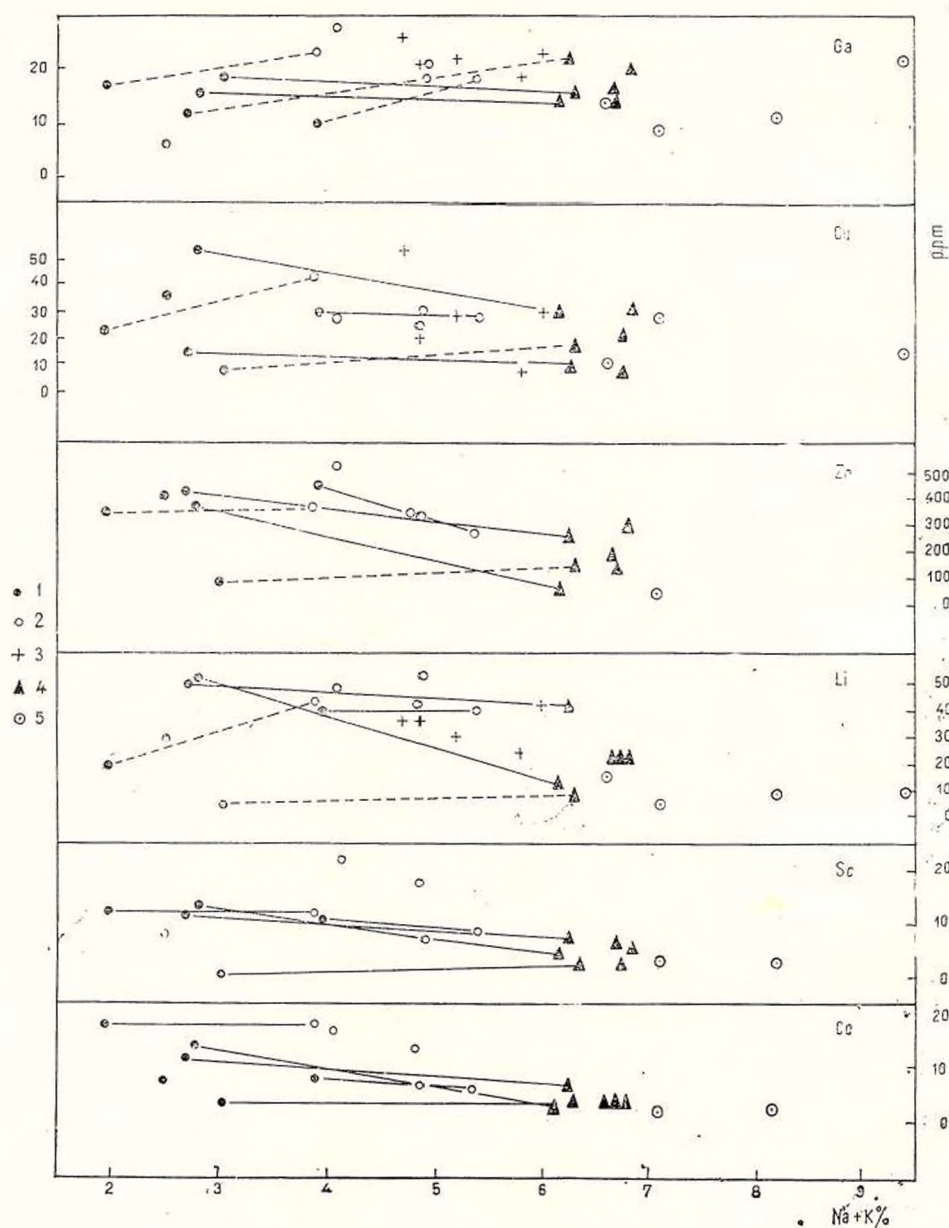


Fig. 34. — See explanation from Fig. 33.

Pb as well as Ba show for the same reasons small values and a tight variation interval within ectinites (6—29 ppm). The global Pb increasing and the increasing of variation interval within the progressive feldspathized series are also pointed out: ophthalmites (12—20 ppm, exceptionally 42 ppm) → nebulites (16—37 ppm) → pegmatites (21—42 ppm).

The Pb distribution in migmatites, as well as that of Ba are conditioned by the chemical composition of the feldspathized solutions. In this way it is explained why the feldspathized rocks with low K-content have more Pb (i.g. sample 7/169: $K = 3.07\%$, $Pb = 42$ ppm), while feldspathized rock with more K show low Pb content (i.g. sample 19/441: $K = 4.69\%$, $Pb = 28$ ppm; Table 14). This fact proves, at the same time, that Pb does not only replace K into crystallographic lattice but it is mechanically added during metasomatism along the crystal growing surfaces.

Sr having an ionic radius intermediary between Ca and K may replace both elements.

Ectinites with a high content of normative anortite (samples 5/2372 = 17.05 and 6/280 = 16.65; Table 9) with higher quantities calcium-bearing minerals (plagioclase or/and hornblende) are rich in Sr (550 ppm and respectively 320 ppm, Table 14), while the ectinites with quartzitic or micaceous character, anortite-poor (samples 1/145 = 4.60; 9/149 = 1.80; 8/168 = 4.05; Table 9) have a lower content of Sr (32 ppm, 24 ppm and respectively 20 ppm, Table 14).

Within the feldspathized rocks the Sr replaces both Ca of plagioclase and K of potash feldspar. Due to this duality the Sr global variation is great. Moreover, the limits between which this element varies both for ectinites and feldspathized rocks overlap to a great extent (20—500 ppm, respectively 115—540 ppm). Therefore, the global variation of Sr in migmatic rocks is insignificant. It is important only the positive correlation of rock-couples (Fig. 33).

V, Cr, Ni and Sc are characteristic of the mafic minerals, in this case biotites. Ectinites with a high content of normative biotite are rich in these elements, while ectinites with little biotite are poor in V, Cr, Ni, Co and Sc (to be compared in this respect the values from Tables 9 and 14). Within the feldspathized rocks the metasomatic substitution of biotite by alkaline feldspar determines the quantitative decreasing of these elements. The remark is valid for both the rock-couples and the progressive granitization. The correlation is negative. The variation interval became gradually tighter in the ectinite-ophthalmite-nebulite-pegmatite series (Fig. 33, 34).

Li, Zr, Cu and Ga have variable values.

Li substitutes Mg in biotite. The Mg quantity is rather small and variable both in ectinites and in migmatites; for this reason Li does not show a defined correlation as compared to the intensity of feldspathization.



Zr is found in zircon, a mineral which is not substituted during metasomatism, therefore its distribution has but an informative value in the analysed rocks.

Ga substitutes Al, both elements having the same ionic radius. For the rock-couples a slightly positive correlation is noticed (Fig. 34).

White (1966) studying the granitoid rocks from Palmer region (Australia) considered Sr/Ca, Ba/Sr and Ba/K ratios as a petrogenetic index. From these ratios which are smaller in the migmatitic rocks comparatively with the host gneissic-rocks, the author concluded the origin in situ of leucosome.

In the Vilcan Mountains we represented as depending on intensity of migmatization the Sr/Ca, Ba/Sr and Ba/K variation (Fig. 35).

Sr/Ca ratio shows a positive correlation, illustrating the Sr increasing as compared to Ca directly related to the intensity of feldspathization.

In ectinites Ba/Sr ratio is variable (0.8—33.5 ppm), but in the feldspathized rocks it is linear (1.6—7.9 ppm) with a slight tendency of Ba increasing.

Ba/K ratio shows unclear correlation due to Ba fixation in variable amounts along discontinuous surfaces of potash neofeldspar crystals as well as the presence of neobiotites in the feldspathized rocks. The trace elements of the Şuşita anatectic granitoids generally exhibit the same variation tendency with the trace elements of the migmatitic rocks. But some significant differences could be observed.

Ba and Pb quantity is increasing in the diorite-granodiorites-granites series concomitantly with the quantitative alkaline feldspar increasing, but to a less extent (Ba = 630—1050 ppm; Pb = 17—32 ppm), and more regular than in the feldspathized rocks (Ba = 570—3300 ppm; Pb 12—42 ppm; Table 14, Fig. 33). This weak variation of values is due to the eutectic crystallization of minerals, strictly controlled by temperature. In close connection with this, the regularity with which the Ba and Pb increase points out the fact that the two elements are accepted in the potash feldspars and biotite lattices always as limited and well determined quantities. There is no argument which could suggest a mechanical addition of these elements along the growing surfaces of crystals.

Sr presents a slightly negative correlation in anatectic granitoids. This proves the preferential accumulations into plagioclase from magmatic rocks, but in the feldspathized rocks Sr prefers the K-feldspar. The variation interval of this element in Şuşita anatectic granitoids (275—413 ppm) is tighter than in the feldspathized rocks (115—540). These differences show both the magmatic temperature conditions under which Sr has been fixed into feldspar lattice in Şuşita anatectic granitoid and the metasomatic submagmatic conditions in feldspathized rocks.

V, Cr and Ni show negative correlations both in Şuşita granitoids and in feldspathized rocks. But this time, the Cr and Ni variation intervals are greater as compared to the feldspathized ones (Cr = 5—68



ppm; Ni = 5—58 ppm) (Cr = 5—40 ppm; Ni = 5—28 ppm). This fact may be explained through the substitution of Fe and Mg by Cr and Ni within the biotite and especially amphibole of magmatic diorites; as compared to diorites, in the feldspathized rocks biotite is replaced by quartz and alkaline feldspar. In granodiorites where am-

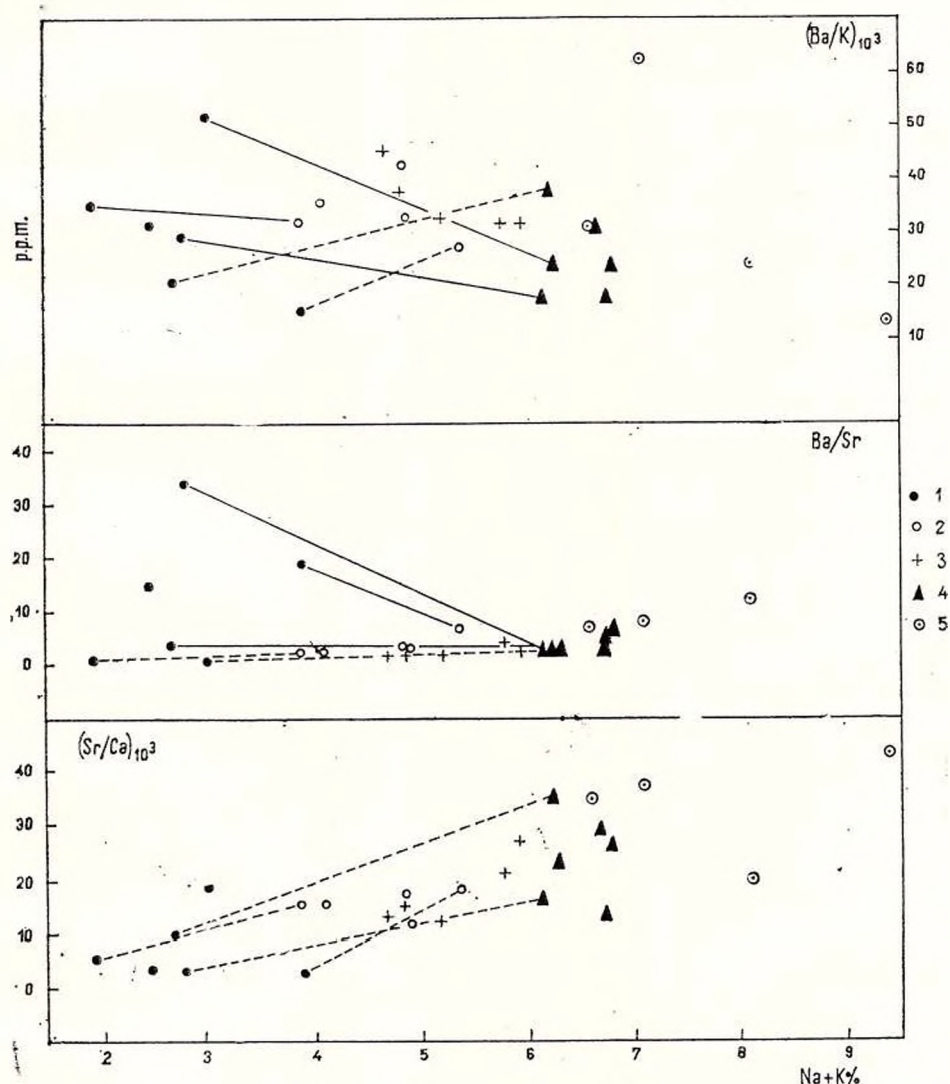


Fig. 35. — Sr/Ca, Ba/Sr, and Ba/K ratios variation connected to alkali increasing from ectinite (1) — ophtalmite (2) — [granite (3)] — nebulite (4) — pegmatite (5) series. Rock-couples are joint by lines, their values being seen on table 14.

phibole is scarce or lacks, Cr and Ni values rapidly diminish. Granites in which the amphiboles are always missing show the lower limit of Ni and Cr equal with their lower limit from feldspathized rocks.

As a conclusion we may state that the trace elements study shows that Ba, Pb and Sr are granitophile; V, Cr, Ni, Co, Sc are granitophobe, meanwhile Li, Cu, Ga, Zr have an unclear behaviour. These results are comparable with those obtained by Engel, Engel (1953) in the feldspathized schists from Adirondack region.

The compared ratios of Sr/Ca, Ba/Sr, Ba/K (ectinites-feldspathized rocks) can be interpreted only partially according to White's idea. The negative correlation of these ratios could show in every case the origin "in situ" of migmatic leucosome but their positive correlation as a proof of their arteritic metasomatic origin does not verify. The leucosome formation in situ presumes temperature and pressure conditions close to those of the anatexis. The metasomatic migration of ions is achieved along small distances. In these conditions, there is the possibility of comparing the leucosome with parent rock on whose account it was formed. The geochemical balances are conclusive. But in the case of an arteritic leucosome where the ions migration is achieved at great distances as against the initial source, the metasomatic substitution depends on the solutions concentrations and on the different mineralogical composition of rocks which are going to be feldspathized. The geochemical behaviour of the trace elements in venitic migmatites is more alike with the geochemical behaviour of trace elements during the anatectic migmatic processes; thus it is conditioned by the initial chemical composition of rock, and especially by temperature. But the development of the metasomatic processes in which ions migration along great distances are involved does not depend on temperature. The arteritic metasomatism arises in a wide interval of temperature, but always this temperature is lower than that of magmatic crystallization and much more lower as the migration takes place along greater distances. At magmatic temperature or very close to them the trace elements occupy well defined and limited places in the crystallographic lattice respecting the diadochy (Goldschmidt, 1954). During metasomatic reactions at low hydrothermal temperatures besides diadochy replacements trace elements may deposit supplementary outside the mineral lattice on the growing surfaces of crystals if the solutions concentration in these elements is strong enough (Goni, 1966). Thus, we think it can be explained the difference concerning the quantitative variation of distribution of granitophile elements (Ba, Pb, Sr) within Șușița anatectic granitoids as compared to the distribution of the same elements in the feldspathized rocks. In this way it is explained why White's hypothesis is not valid in proving arteritic metasomatic origin of neosome in feldspathized rocks.

In 33 handspecimens there were analysed U and Th contents (Table 15) with an informative character. U and Th distribution is



TABLE 15

U Th (ppm) and K %

I Ectinites						II. Ophiolites						III. Nebulites					
No	Sample	U	Th	K	Th/U	No	Sample	U	Th	K	Th/U	No	Sample	U	Th	K	Th/U
1	145	1,8	13,1	2,1	7,27	11	114	0,0	20,1	3,0	—	21	120	1,6	10,2	3,8	6,37
2	163	0,4	9,7	2,2	24,25	12	102	1,1	12,5	2,3	11,36	22	151	2,2	24,9	3,8	11,31
3	111	0,8	15,5	2,6	19,37	13	164	2,1	10,9	3,9	5,19	23	171	1,5	27,7	5,6	18,46
4	101	3,7	16,2	4,0	4,37	14	119	1,1	6,0	3,8	5,45	24	171	3,4	33,2	5,6	9,76
5	168	2,3	15,6	4,0	6,78	15	112	0,0	26,8	4,3	—	25	129	3,9	12,1	4,4	3,10
6	149	1,0	20,9	2,6	20,9	16	156	1,7	12,6	4,0	7,41						
7	192	2,6	23,8	3,0	9,15	17	159	3,0	33,4	4,5	11,13						
8	175	1,9	11,7	3,3	6,15	18	169	2,7	52,9	3,6	19,59						
9	178	2,6	15,8	4,8	6,07	19	139	1,5	19,8	3,8	12,37						
10	95	1,4	22,1	6,9	15,78	20	167	1,2	29,0	3,7	24,16						

IV Șușita anatectic granitoid						Feldspathized anatectic granitoids						VI Pegmatites					
No	Sample	U	Th	K	Th/U	No	Sample	U	Th	K	Th/U	No	Sample	U	Th	K	Th/U
26	180	1,3	11,7	2,4	9,00	27	35	0,4	0,8	3,9	2,00	31	96	0,7	14,6	5,0	20,85
						28	34	3,8	13,2	4,8	3,47	32	146	0,1	7,8	6,4	78,00
						29	33	2,6	9,5	2,4	3,65	33	32	2,2	6,2	7,1	2,81
						30	135	2,0	30,2	4,2	15,1						

Analyst I. Tiepac



almost the same in ectinites, ophthalmites and feldspathized anatectic granitoids. The values obtained vary between the following limits: $U = 0.00\text{--}3.9$ ppm; $Th = 0.8\text{--}33.4$ ppm excepting handspecimen number 18/169 represented by an ophthalmite which shows higher Th values namely 52.9 ppm. A slight general decreasing of U and Th contents could be noticed in pegmatites where the maximum values are $U = 2.2$ ppm and $Th = 14.6$ ppm.

6.3. Data on Alkaline Feldspar Chemism

The chemical composition of alkaline feldspars was indirectly tested by the determinatoin of refraction index¹⁸ (Table 16). As one may notice, microcline may accept into its crystalline lattice variable but limited quantities of sodium ranging between 5% and 20% ($Ab_{95}Or_{05}\text{--}Ab_{80}Or_{20}$). Albite contains low amount of potassium, about 5% ($Ab_{97}Or_{03}\text{--}Ab_{92}Or_{08}$). The immiscibility domain K-Na for the alkaline feldspars is clearly pointed out on figure 36 ($Ab_{20}Or_{80}\text{--}Ab_{92}Or_{08}$). The low contents in albite of the potash feldspars correlated with the great values of obliquity indicate low temperatures of mineral formations as it will be shown.

TABLE 16
Refraction index values of alkaline feldspars

No	Sample	Ng	Np	Ng-Np	Chemical composition	Localization
1	182	1,5247	1,5195	0,0052	$Ab_{15}Or_{85}$	Șușița Valley
2	182	1,5252	1,5201	0,0051	$Ab_{17}Or_{83}$	Șușița "
3	182	1,5253	0,5202	0,0051	$Ab_{18}Or_{82}$	Șușița "
4	157	1,5253	1,5202	0,0051	$Ab_{22}Or_{80}$	Dealul Creek
5	215	1,5232	1,5190	0,0042	Ab_8Or_{92}	Porcu Valley
6	136	1,5224	1,5183	0,0041	Ab_5Or_{95}	Șușița "
7	253	1,5255	1,5205	0,0050	$Ab_{20}Or_{80}$	Bistrița "
8	299	1,5387	1,5290	0,0097	$Ab_{97}Or_3$	Bistrița "
9	299	1,5381	1,5285	0,0096	$Ab_{92}Or_8$	Bistrița "

The total chemical composition of alkaline feldspars varies within large limits: $Or_{54-85}\text{--}Ab_{12-44}$ (Pavelescu, 1968, Table 17). The increasing in Ab contents of potash feldspars up to 44% demonstrates the important role played by metasomatic substitution. Such quantity of albite could not be segregated from K-feldspar. The same interpretation is suggested by the variable values of Ba/Sr ratios for light handspecimens analysed (Table 18). Both Ba and Sr replace K ($Ba > Sr$).

¹⁸ Refraction index were measured with Abbé refractometer coupled to Fedorov microscope stage (Leitz type) through an Emmons microphore and Landa thermostat. These determinations have been made in Petrographical and Mineralogical Laboratory of University from Liège.



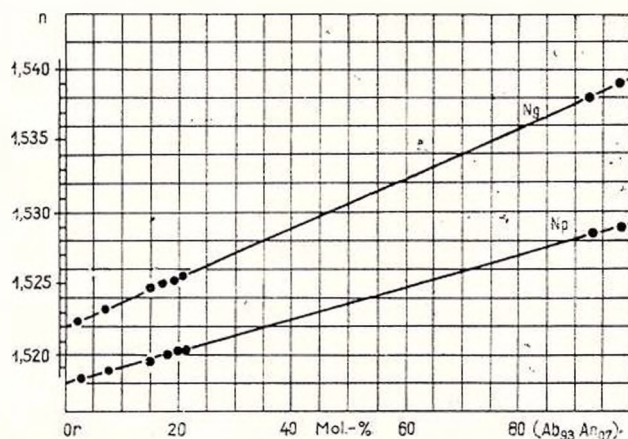


Fig. 36. — Alkaline feldspar chemism obtained from index-refraction values (Tröger diagram, 1959).

TABLE 17

Or Ab An% contents of alkaline feldspars

%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Or	85	86	86	83	79	82	78	75	64	54
Ab	12	13	14	16	19	17	20	23	30	44
An	3	1	—	1	2	1	2	2	6	2

TABLE 18

Ba/Sr(ppm)ratio for alkaline feldspars

No	Sam- ple	Ba	Sr	Ba/Sr	Petrographic type	Localization
1	32	1800	130	13,8	pegmatite	Jiu Valley
2	53	4500	500	9,0	ophthalmite	Borzii Vineți
3	146	4500	640	7,0	pegmatite	Șușița Valley
4	151	1550	230	6,7	nebulite	Șușița
5	171	2400	400	6,0	nebulite	Măcriș „
6	131	750	260	4,7	pegmatite	Porcu „
7	167	650	250	2,6	ophthalmite	Măcriș „
8	169	245	550	0,44	ophthalmite	Măcriș „

Analyst : Constanța Udrescu



When alkaline feldspars are of magmatic origin Ba/Sr ratio is well defined both Ba and Sr occupying places into crystalline lattice (diadochy Goldsmidt's law). In this case Ba/Sr ratio is variable ranging between 0.44 and 13.8 which demonstrates the Ba and Sr addition into potash feldspar inner structure depending on the concentration of metasomatic solutions even along the growing surfaces of crystals.

7. Alkaline Feldspar Origin

The original of alkaline feldspars as a controversial problem much debated has direct implications in the genesis interpretation of granitoid rocks. The experimental researches carried out in the last two decades have demonstrated the possibility of alkaline feldspars formation both under magmatic-anatectic (Tuttle and Bowen, 1958; Winkler and von Platen, 1957—1962) and metasomatic hydrothermal conditions (Wyart and Sabatier, 1962, 1965; Orville, 1962, 1963).

The differences between alkaline feldspars which crystallize from a magmatic melt and those which appear under a vapor phase in equilibrium with a solid feldspathic system are in many cases hard to be distinguished. In spite of this, we shall try to prove — taking into account the observations obtained, corroborated with the data known from the relevant literature — the potash feldspar origin as well as the origin of the two feldspars from the granitoid rocks.

7.1. Potash Feldspar Origin; Triclinicity

The value of the potash feldspar obliquity is considered, in certain cases, by many researchers as an important petrogenetic index. According to Goldsmidt and Laves (1954), MacKenzie and Smith (1961) the low values illustrate indubitable the magmatic temperatures of potash feldspars formation. The high Δ values show generally magmatic temperatures but they cannot be always interpreted in this way. Laves (1954) concluded, on crystallographic grounds, the origin sine qua non of microcline from an initial monoclinic phase. The conversion of monoclinic symmetry to the triclinic symmetry by the arrangement of Si and Al atoms, arrangement which determines the formation of crosse-hatched microcline, is done gradually during geological period. This idea is supported by other mineralogical remarks. Guillard et al. (1960) noticed in a metamorphic complex unitary from petrographic viewpoint a great variation of potash feldspar triclinicity from crystal to crystal; Harker (1954) in Greenland, Nilssen and Smithson (1969) found in the Precambrian Herefoss granites potash feldspars having monoclinic symmetry in the central zone, their peripheral zones becoming more and more triclinic. In this respect, Marmo (1959, 1967, 1968) proved, on petrological basis, the possibility of microcline direct crystallization from hydrothermal solutions at low temperatures. Rapakiwi granites which have monoclinic



orthoclase are cut across by younger aplitic veins with potash feldspar having an obvious triclinic symmetry. Marmo is not completely in disagreement with Laves's opinion as he mentioned that hydrothermal microcline did not grow initially with triclinic symmetry; K-feldspar begins its growth as a monoclinic nucleus but owing to its long period of formation, even during its growth, Al and Si atoms ordered so that finally the orthoclase had the microcline symmetry. The crystallization rate is favoured in these conditions by the quantitative dominance of water and volatile substances.

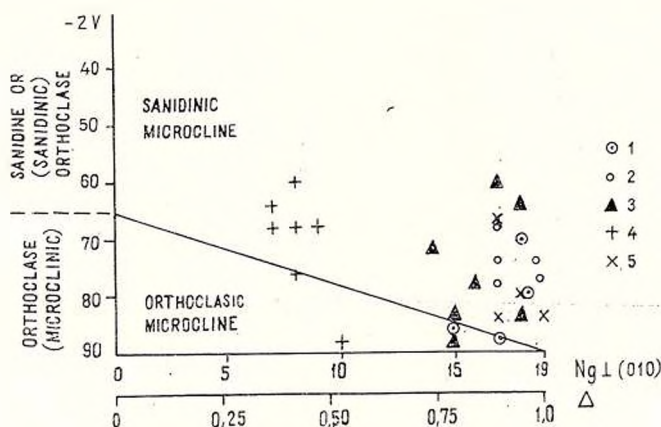


Fig. 37. — $2V-\Delta$ values (Laves-Wishwanathan diagram, 1967); magmatic K-feldspar from Șușița granitoid (4); metasomatic K-feldspar from: Șușița granitoids (5), ophiolites (2), nebulites (3), pegmatites (1).

Wyart and Sabatier (1965), Orville (1963) experimentally demonstrated the efficiency of water over the mobility of Al and Si ions in feldspars.

For the main types of feldspathized rocks from the Vilcan Mountains, the order-disorder degree of Si and Al atoms from alkaline feldspars lattice was investigated with Fedorov microscope stage. As result from Table 19 and diagram (Fig. 37) within the Șușița feldspathized granitoids the obliquity values are delimited between two well defined intervals, namely: 0.35—0.50, 0.80—1. This break of values signifies the existence in the same rock type of two generations of alkaline feldspars.

The potash feldspars from Șușița massive granitoids with medium triclinicity ($\Delta = 0.35-0.50$) projected on Laves and Wishwanathan's diagram (1967) mostly within microcline-sanidine domain must be interpreted as being formed under magmatic temperatures, feature



TABLE 19

2V: extinction angle Ng_{\perp} (010) of alkaline feldspars

No	Sample	Localization	2 V	$Ng_{\perp}(010)$	Rock type
1	160	Șușița Valley	+88°	14°	Ophthalmites
2	160	Șușița "	+80°	17°	
3	160	Șușița "	+76°	16°	
4	5172	Borzii vineți	-68°	17°	
5	166	Măcrișu Valley	-78°	17°	
6	166	Măcrișu "	-74°	17°	
7	172	Măcrișu "	-77°	18°	
8	189	Măcrișu "	-74°	18°	
9	452	Bistrița "	-72°	14°	Nebulites
10	452	Bistrița "	-84°	15°	
11	4672	Bistrița "	-78°	16°	
12	303	Bistrița "	-64°	18°	
13	303	Bistrița "	-84°	18°	
14	260	Bistrița "	-60°	17°	
15	304	Bistrița "	+84°	12°	
16	304	Bistrița "	+70°	12°	
17	157	Șușița "	-88°	15°	
18	1	Porcu "	-60°	8°	Feldspathized anatectic granitoids
19	1	Porcu "	-88°	10°	
20	1	Porcu "	-80°	18°	
21	7	Porcu "	-84°	17°	
22	8	Porcu "	-76°	8°	
23	75	Vișoia "	-64°	7°	
24	75	Vișoia "	-68°	17°	
25	75	Vișoia "	-68°	8°	
26	76	Vișoia "	+75°	11°	
27	180	Șușița "	-68°	7°	
28	280	Șușița "	-68°	9°	
29	35	Jiu "	-84°	18°	
30	35	Jiu "	+76°	18°	
31	572	Sohodol "	+84°	17°	Pegmatites
32	572	Sohodol "	-88°	17°	
33	572	Sohodol "	-82°	15°	
34	572	Sohodol "	-80°	18°	
35	3872	Vija "	-88°	17°	
36	298	Bistrița "	-70°	18°	
37	176	Măcrișu "	+84°	17°	
38	176	Măcrișu "	+70°	18°	

of Șușița granitoids. During the early period of its formation K-feldspars symmetry was monoclinic. Under conditions of rather low quantities of water and volatile substances the crystallization took place quickly; the subsequent change to triclinic symmetry has been incompletely produced during geological period as Laves suggested. On the other hand, the high values ($\Delta = 0.80-1$) are characteristic to porphyroblasts and alkaline feldspars from pegmatites which pierce the Șușița massive



anatectic granitoids. These potash feldspars may be considered according to Marmo (1959) as formed initially at low temperatures, without passing necessarily through a monoclinic symmetry. The petrological argument brought by the above mentioned author in supporting this point of view may be used in our case, too; the younger veins made up of potash feldspars with accentuated triclinicity ($\Delta = 0.35-0.50$) pierce older granitoid rocks which contain potash feldspars with lower triclinicity ($\Delta = 0.75-1$). Moreover, the potash feldspars symmetry from nebulites, ophthalmites and pegmatoids from Lainici-Păiuș Crystalline Series is higher and similar to grey K-feldspars symmetry from Șușița granitoids ($\Delta = 0.80-1$).

The alkaline feldspar structures from the crystalline series are shown in a previous chapter, typical metasomatic substitution. These structures are also found in Șușița anatectic granitoids, where the porphyroblasts of grey K-feldspars are present¹⁹. Therefore, all feldspars with outstanding triclinicity have the same origin, namely hydrothermal-metasomatic one.

It is noteworthy to mention that the high triclinicity of potash feldspars from crystalline schists is due not only to their formation at low temperature, but especially to the influence of Alpine or Hercynian stress. In this respect, Chays (1952) pointed out the increasing of triclinic symmetry directly connected with the intensity of shearing stress. The post-Baikalian shearing stress manifested strongly enough in the Vilcan Mountains, but less probable a subsequent important modification of potash feldspars triclinicity. Their triclinicity was initially very high, close to the values we find nowadays. The statement is based on the high values ~ 1 of grey potash feldspars which are found in the massive anatectic granitoids unaffected by the post-Baikalian stress; also by the fact that the Δ values are closely grouped. Only a value distribution on a large scale could be interpreted as a consequence of the modification of initial small or medium potash feldspars obliquity through the manifestation of a stress of variable intensity within different zones.

Consequently, the potash feldspars triclinicity from ophthalmites, nebulites and pegmatoid structures show temperature of submagmatic-metasomatic formation, according to the experimental data (below 525°C). The values of the potash feldspars obliquity from Șușița feldspathized anatectic granitoids suggest the co-existence of two generations of potash feldspars: a) metasomatic and b) magmatic, the last ones being formed at temperature higher than 525–550°C.

¹⁹ Symmetry of K-feldspar phenoblasts ($\Delta = 0.75-1$) from the feldspathized rocks (crystalline schists or anatectic granitoids) is identical with the symmetry of potash feldspars phenoblasts from the Tismana granitoids ($\Delta = 0.75-1$; Berza, 1972). Metasomatic genesis of this granite is supported by some researchers (Pavelescu, Pavelescu, 1962; Bercia, fide Răileanu et al., 1967) or recognized by others (Pavelescu and Dimitrescu, 1966; Berza, 1972).



7.2. Perthites and Antiperthites Origin ; Two Feldspars Problem

The genesis of perthites and antiperthites may be explained both by the existence of a sodium-potassium solid phase which initially crystallized homogeneously at high magmatic temperatures, as well as metasomatic replacement of feldspars due to some hydrothermal solutions. The experimental studies and the microscopical observations show the validity of both possibilities.

Generally, the irregular perthitic structures in which one of the components predominates against the other considered as formed by substitution at low temperature (Drescher-Kaden, 1948 ; Rosenquist, 1950). Perthites made up of thick and regular albite veins are interpreted either of low temperature (Drescher-Kaden, 1948) or of high temperature from exsolution (Carstens, 1967).

In the feldspathized rocks from the Vilcan Mountains may be recognized almost all forms cited in the relevant literature viz. film-perthites, fibrous perthites, patched-perthites, antiperthites often with gradual passing from one form to another. Even the existence of these various aspects is an indication of their metasomatic genesis, especially as the potash feldspar directly crystallized with an outstanding triclinic symmetry during a submagmatic hydrothermal phase.

In Vilcan Mountains the perthites from the feldspathized rocks may be considered as being formed during two stages. During the first stage concomitantly with microcline formation, through the substitution of plagioclase feldspar by potassic solutions, this replacement being realized in parallel with the albitization due to plagioclase decalcification. This supposition is based on the microscopical identification of some secondary calcite grains and veins in perthites or in adjacent zones of potash feldspars. The substitution of albitized plagioclase by microcline is also cited in the relevant literature by Robertson (Deer et al., 1963). A second stage as the most important of perthite formation took place after the microcline formation through its substitution by hydrothermal solutions with predominant sodium character.

Orville (1963) demonstrating the possibility of metasomatic changes between sodium-potassium vapour phase and a solid potassium-sodium phase reached the conclusion that ions migration is determined by the temperature gradient. These observations explain better the microcline and perthite formation by the substitution of primary albite, for potassium from the hotter vapour phase, in its tendency to re-establish the equilibrium replaces sodium from solid phase ; in turn, sodium migrates toward higher temperatures, passing to vapour phase. It is difficult to explain the mechanism through which albite from hotter vapour phase replaced the potash feldspar from cooler solid phase. In this respect, the temperatures of the sodium-bearing solutions should be, at a certain moment, lower than that of the environment. Probably, in the case of microcline the geothermic gradient is not the single essential factor in the replacement of potassium by albite but also the solutions concentration. Balitski and Komova (1971)



demonstrated experimentally that microcline albitization is produced while the sodium from solution is increasing, parallel to temperature decreasing. This conclusion agrees with the geological and mineralogical observations. The metasomatic albitization is considered as a late process subsequent to the potassic metasomatism. Mehnert (1960) pointed out that these two processes are separated even in time. In this respect in the Vilcan Mountains the thick albite veins, cross-cutting the perthitic structure early formed (Plate X, Fig. 1) as well as albite veinlets disposed irregularly along fissures and cleavage planes of minerals.

In most cases the albitic fraction is strictly circumscribed in potash feldspar. The remark may be taken into account as an argument in favour of the perthites genesis by exsolution, but it could be interpreted as a metasomatist point of view, too. Albite replaces easily and selectively the potash feldspar. The crystallographic structure and the chemical composition of the last one matches very well to an albitic substitution in a wide interval of various thermodynamic conditions, comparatively with the crystallographic structure and global chemical composition of the other minerals (i.e. quartz, micas).

On the other hand, perthites from the Șușița anatectic granitoids, as shown, with microcline originating from orthoclase conversion must be interpreted as resulting from partial incipient exsolution of the two phases of sodium and potassium at magmatic temperatures. Exsolution perthites are formed between 660°C $\text{PH}_2\text{O} = 2000$ b (Tuttle and Bowen, 1958) and 715°C $\text{PH}_2\text{O} = 5000$ b (Yoder et al., 1957). In this interval, depending on the pressure variation, the curves solidus-liquidus intersect in the binary system albite-orthose. Due to temperature decreasing, the mixed crystals of sodium and potassium contract the Na ions separating from K ions (Saucier, Saplevitch, 1962); their mutual replacement is easily achieved for these elements have the same ionic radius and valence. The separation of the two feldspars takes place at a submagmatic temperature about $500\text{--}600^{\circ}\text{C}$. We are tempted to consider the co-existence of the two feldspars, albite on the one hand and microcline on the other hand of the Șușița anatectic granitoids as result of the gradual cooling of magmas. But if albite and microcline had been formed by a total exsolution, it should have been natural that the potash feldspar triclinicity to be very great, for in these conditions the triclinicity becomes higher proportional with temperature decreasing (MacKenzie, 1954). But the potash feldspar from the Șușița anatectic granitoid has a rather low value ($\Delta = 0.35\text{--}0.50$) fact which may not allow such supposition. Albite is in this case probably of secondary origin (Schermerhorn, 1960) being formed by a subsequent decalcification of an acid plagioclase, with a certain content of calcium, initially crystallized at magmatic temperatures. The feldspar decalcification, often noticeable, microscopically, took place post-magmatic due to autometamorphic solutions. Thus, the association albite-microcline — the last one with low triclinicity — could be explained.



As a conclusion we may state that the alkaline feldspars of the feldspathized rocks are of metasomatic origin being formed at low hydrothermal temperatures, below 525°C, while microcline and perthites from Șușița anatectic granitoids are of magmatic origin, crystallized at temperature between 660°C and 715°C.

8. ALKALI SOURCE. MIGRATION OF METASOMATIC COMPONENTS

The migration of metasomatic components and implicitly the alkali source are discussed in the relevant literature from two points of view. The Transformists consider that the chemical elements from earth's crust become mobile and migrate at great distances under metamorphic differentiation process; under a convenient exchange if ions on regional metamorphic scale in the deepest zones, the equilibrium stage reached is represented by the facies of granitoid rocks. For example Lapadu-Hargues shows ions with small ionic radius i.e. Fe, Mg, Mn migrate from depth toward upper levels while the ions with a large ionic radius i.e. Ba, Ca, K accumulate within the deeper levels. The liquid-magmatic phase is completely excluded. The transfer of elements is achieved either by a dry medium (Ramberg, 1952) or by a wet static medium with a catalytic role (Perrin and Robault, 1963).

On the other hand the Plutonist School states the point of view according to which alkalis originate in the sialic rocks which reach the anatectic and palingenetic zones. By melting and fractional crystallization of the pre-existent sialic material, alkaline hydrothermal-pneumatolytic solutions appear. Generally, the Plutonists as against the Neptunists consider the migration distances of elements smaller; the Plutonists have the tendency to limit these distances rather enough as against the granitic source. Both hypothesis agree with the possibility of ions migration in a solid medium, but the moving of elements without water is less probable.

The diffusion speed of alkaline ions through glassy rocks and with the help of water, in a large interval of temperature and pressure is 10^{-3} — 10^{-4} cm²/s (Walton, 1960). If it is taken into consideration a diffusion coefficient of only 10^{-6} cm²/s for the crystalline diffusion rate in which water is present as an intergranular film, then during one million years, long enough period for the development of the geological processes, the ions may migrate on distances of hundreds of meters which is compatible with the extent of feldspathized zones within the crystalline schists. When water lacks the diffusion speed decreases considerably during the time unit till centimetric order (Mehnert, 1968). Therefore, the ions movement through a dry medium is insignificant for the achievement of the feldspathization.

The neptunist concept is hard to be accepted, even when it presumes the existence of a wet intergranular medium as Shaw (1956) demonstrated the metamorphism of the crystalline schists is isochemic. That's why we consider as more plausible the hypothesis based on the



experimental researches, of the existence of some silico-alkaline solutions below the anatexis zone or even above it.

In the Vilcan Mountains the feldspathization affected both the Șușița anatectic granitoids and especially the crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series. The extent of feldspathization on large crystalline schist area along considerable distances from the granitic body (5 km), as well as their preference for the crystalline schists and not for the granitic batolith lead to the conclusion that only a part of the hydrothermal alkaline solutions originated during the differentiation process of the anatectic magmas; most of them appeared from the degranitization of the old pre-Baikalian basement. But only the pegmatitic solutions arisen in the last phase of the magmatic crystallization of the anatectic granitoids could not determine a feldspathization of such amplexness. These solutions determined alkalis re-distribution and re-adaptation of the primary minerals to the new temperature and pressure conditions within the Șușița granitoid batolith. These post-magmatic solutions are mostly responsible for the autometamorphism of the granitoid pluton (albitization, sericitization, epidotization, saussurization, etc.), and subordinately of its feldspathization, in places.

On the other hand, the hydrothermal solutions generated by the degranitization of the pre-Baikalian granitic basement, reached larger quantities. This way of alkali origin was favoured and conditioned by diastrophism which also determined the accumulation of important quantities of water at the earth's deepest levels. The anatectic magmas originated especially under the influence of the burial pressures had initially a limited quantity of water and alkalis, as much as included the initial sediments sited under the anatexis zone. In turn, while the coercive diastrophic forces become stronger the sediments above the anatexis zone fold, and thus a quantity of water is released which migrates toward deepest levels. In fact the regional-dynamic metamorphism is isochemical, but it is noteworthy to underline that water and volatile substances are released from the system (Shaw, 1956; Brown and Fyfe, 1972). In these conditions both in the pre-metamorphic Sialic shell subducted subsequently below the anatexis zone due to diastrophism (during the stages which follow the anatectic magmas crystallization) and in the Sialic shell in close vicinity of the anatexis zone, due to water and volatile substances alkalis are dissolved subsequently at submagmatic temperatures (Fig. 38).

Goranson showed that the water miscibility in a granitic system is limited to only 2—10% (Demay, 1965); but if alkali are in excess then water will dissolve in silicates in considerable quantities even 30%. In these conditions it is achieved the crystallization continuity between the anatectic-granitic phase and the pegmatitic residual one which may crystallized at very low temperatures of 400°C (Tuttle and Bowne, 1958; Friedman, 1951). In this way one may explain the differentiation of pegmatitic phase from the anatectic magma, as well as the subsequent enrichment in alkalis of the anatectic zone by the subduction of Sialic shell under the anatexis zone. It may also be admitted the dissolving of



alkalis from the granitic alkali-rich basement in the water presence, even if this is above the anatexis level. The hypothesis is based upon the experimental determinations which show that the melting of a granitic system with water and exceeding volatile substances begins at 550—600°C ($\text{PH}_2\text{O} \sim 3\text{Kb}$) with alkalis and silica formation (Wyllie and Tuttle, 1964; Piwinski and Wyllie, 1968).

These alkaline hydrothermal solutions of the latest phase of orogenesis after the faulting zones took place — in an open system — have the possibility to migrate toward upper levels where they generate the feldspathization of rocks. Due to these processes, the granitic shell is degranitized. The existence of the granulitic facies mentioned in other regions of the world (Mehnert, 1968) are interpreted sometimes as appearing through such dehydration and dealkalization processes of a granitic shell. In the Vilcan Mountains most of the pegmatoid structures crystallized directly from these submagmatic silico-alkaline solutions. The metasomatic substitution had in this case a subordinate role. The metasomatic processes played an important role in the genesis of ophthalmitic and nebulitic structures. The migration of sodium and potassium ions was achieved by an intergranular film as Wegmann stated (1935, 1955). The intergranular film moves into the rocks apparently compact through the capillary channels which appear at the mineral boundaries. These capillary channels have been pointed out by Frederickson, Colomb and Deicha (1960).

The main component of the intergranular film is the water to which volatile substances associate: CO_2 , N, S, H, B, Br, F, HCl, Ca, Li. The hydrothermal solutions which include these elements are able to give rise to metasomatic reactions during a large interval of temperature (300—700°C; Wyart and Sabatier, 1962, 1965). Water is essential to metasomatism. In this respect most of the researchers agree (Korjinski, 1965; Perrin and Roubault, 1963; Orville, 1962, 1963; Wyart, Curien and Sabatier, 1961, etc.).

Metasomatism is still a process incompletely elucidated from the physico-chemical point of view. The local variations of pressure and temperature, the concentration and composition of fluid phase, the mineralogical composition of rocks affected by feldspathization, as well as less studied factors are involved. Sassi (1971) considered the pH variation an important factor in the breaking-down of the muscovite lattice which can be replaced isochemically by potash feldspar. It is likely that during the metasomatism with alkalis supply in the neofeldspars formation at least partly of Na, K and Si should originate from paleominerals (albite, micas, quartz). This possibility is mentioned by Engel, Engel (1953) in Adirondack region, and by Stan (1970) and Savu (1970; 1974) for the migmatites of the Vilcan Mountains.

We consider the alkalis source of the formation of neofeldspars from the Vilcan Mountains as a result of the dealkalization of the pre-Baikalian granitic basement after the emplacement of the Șușița anatectic granitoids. The removal of alkalis in the presence of water and volatile substances superposed partly over the last differentiation



phase of palingenic-anatectic magmas, when the pegmatitic solutions resulted. There is no possible delimitation between pegmatitic residual solutions and pegmatitic hydrothermal solutions either from mineralogical point of view, or from their time evolution.

Partly, Na, K, and Si from the feldspathized rocks resulted also by their mobilization from paleominerals.

9. THERMODYNAMIC CONDITIONS OF METAMORPHISM

For Lainici-Păiuș Crystalline Series the metamorphic facies or "the metamorphism stage" may be generally well defined; but the separation on the map of subfacies or isogrades is difficult to be made, due to the lack on great areas of the index minerals. The initial composition of sediments is responsible for this situation; the sediments are mainly represented by quartzo-feldspathic rocks. The pelitic formations rich in aluminium are very rare. The plagioclase which is wide spread in the crystalline schists and whose chemical composition could furnished data regarding the metamorphism intensity, is frequently sericitized and saussuritized. Much more, the crystalline schists are intensely migmatized, the plagioclase being replaced by potash feldspar or albite. The minerals which could be taken into account in the estimation of the thermo-dynamic conditions of the regional metamorphism are plagioclase, biotite and almandine.

The relict plagioclase, when it can be determined, shows a variable composition, between 5—17% An in the central-eastward and 10—30% westward of the study region. In this case, the crystalline schists appear between greenschist and amphibolitic facies (*sensu* Turner and Verhoogen, 1960; Winkler, 1965, 1967).

According to Nitsch (Winkler, 1970) biotite may appear around 450°, at variable pressure, between 4 and 7 Kb. Almandine is considered to appear at temperature around 500°C and pressure greater than 5 Kb (Winkler, 1970). Both biotite and garnet may co-exist up to temperatures and pressures corresponding to anatexis. Although the maximum pressure to which biotite and almandine were formed in the regional metamorphism of the Lainici-Păiuș Crystalline Series are limited at 5—5.8 Kb, for around 6 Kb disthene (mineral which was not identified) is formed. Naturally, the lack of pelitic clay material could cause disthene absence. At least this was not the reason for its absence in the central-eastern part of the southern flank of the Vilcan Mountains, but merely the insufficient high degree of metamorphism. Our statement is based on the fact that in this sector the plagioclase which is of 17% An composition could not associate with presumed disthene for the plagioclase should have a more basic composition. An eventual plagioclase-disthene association, if the chemical composition of sediments was adequate, would have been more possible in the north-west part, where the plagioclase showed compositions — as



Berza mentioned — up to 37% An. Here the metamorphic diopside points to an amphibolitic facies of rather high pressure.

Taking into account the dioritic compositions of the Șușița granitoids in the deepest levels of the anatexitic domains, one may state that the temperatures of these magmas were over 800°C, and burial pressure over 2 Kb.

Winkler and von Platen (1957, 1962), Krank and Oja (1960), Piwin-skii and Wyllie (1968) experimentally demonstrated that anatexis took place between 675° and 810°C, depending on the chemical composition of sediments, pressure, water amount and volatile substances available in the system. The granitic composition arise at low temperatures of 660—670°C, and the dioritic ones at higher temperatures over 810°C. The magmas in crystallization is achieved fractionally diorites, granodiorites and granites crystallizing, while temperature is decreasing.

The displacement of the Șușița granitoids at the present level of erosion was achieved at pressures higher than 2 Kb, under diastrophic stress. The paragenesis characteristic to the contact magmatic metamorphism, namely: sillimanite-almandine-muscovite-sillimanite-andalusite and almandine-cordierite show according to the experimental data pressure of 5—6 Kb. The temperatures at which these mineralogical associations were formed are estimated to be about 600—650°C.

Having in view the original triclinicity of potash feldspars we believe that metasomatic metamorphism took place at temperatures below 525°C. Generally, the pegmatitic quartzo-feldspathic solutions have temperatures about 400—550°C (Barth, 1961; Mehnert, 1968).

The alkaline metasomatic metamorphism modify the metamorphism degree of rocks, lowering or rising it depending on the temperature of solutions and the facies encountered in the Infrastructure. If by retromorphism we understand the degradation of the initial mineralogical structures and their adaptation at lower temperatures and pressure, and by the metamorphism increasing degree a mineral association generated at higher temperature and/or pressure, then we can distinguish the following effects of the alkaline metasomatic metamorphism in the Infrastructure of the Vilcan Massif. In the Lainici-Păiuș Crystalline Series, the alkaline metasomatoses took place along zones previously tectonically retromorphosed as greenschist facies. During a first stage the dominant potassic alkaline metamorphism superimposed, led to the rising of the metamorphism degree by the regeneration of the previous mineralogical structures; parageneses specific to the granitic rocks such as quartz, albite-orthoclase and neobiotite do appear. During the next stage, when metasomatoses (concomitantly with the temperature decreasing of hydrothermal solutions) gets a sodic character, a newer retromorphism appears. In this respect, proof are the intense albitization, both of plagioclase and potash feldspar, the formation of neochlorites and neoquartz.

Within the Șușița anatexitic granitoids the metasomatic metamorphism in both stages, potassic and sodic had a retromorphic effect. At low temperatures (400—500°C) alkali were re-distributed and sericiti-



zation-saussuritization, albitization of feldspars and chloritization of mafic minerals took place.

The pressure under which the alkaline metasomatism developed was relatively constant, with minor local variations from one zone to another. This cannot be defined as intensity, but it may be stated that it was smaller than 5 Kb (the minimum pressure under which the dynamic regional metamorphism was achieved) for the metasomatic metamorphism developed in an open system.

The regional-dynamic metamorphism of the crystalline schists was reduced as amphibolitic-greenschists facies, or according to Winkler's classification (1970) in the low stage and medium stage. $T = 500 - 550^{\circ}\text{C}$; $P_2\text{H}_2\text{O} = 5.0 - 5.8 \text{ Kb}$.

The contact metamorphism was produced at temperatures of $600 - 650^{\circ}\text{C}$, higher than those of the regional metamorphism. The pressures were of 5.5—6 Kb, estimation justified by the coexistence of almandine with cordierite.

The alkaline metasomatism was achieved under thermodynamic conditions inferior to the conditions of the regional and magmatic metamorphism: temperature $\sim 525^{\circ}\text{C}$, $\text{PH}_2\text{O} \sim 5 \text{ Kb}$.

These results are partly similar to those obtained by Savu (1975) and Berza (1972).

10. RELATIONSHIPS BETWEEN CRYSTALLINE SCHISTS AND GRANITOID ROCKS DURING TECTONO-MAGMATIC EVOLUTION

For a better understanding of the granitoid rocks, origin, these ones must be considered in connection with the whole metamorphism evolution. We shall try to sketch the probable succession of phenomena and their interdependence, the space and time relationships among anatectic granitoids, feldspathization and metamorphism. This subject will be discussed starting from the premisis of a geosyncline existence.

The plate tectonics hypothesis which try to explain the formation of mountainous cordillieras does not exclude the geosyncline notion. Miyashiro (1972) showed that the granitoids and the metamorphic domains appear into depressionary zones located behind to Benioff subduction line.

If the origin of the Neogene volcanism and generally the Alpine orogenesis may be explained through the global tectonics (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Bleahu et al., 1973; Rădulescu, 1973), in turn the pre-Alpine crystalline granitic genesis is difficult to be interpreted. Contescu (1974) reached the conclusion that a geosyncline may evaluate independently of the subduction of an oceanic crust and of collison of continental masses in drift; sometimes, the notions of geosyncline and abyssal oceanic planes may coincide.

In figure 38 three possible situations of the formation of granitoid magmas are schematically presented, depending on the depth to which the metamorphosed sediments descend under the anatexis limit.



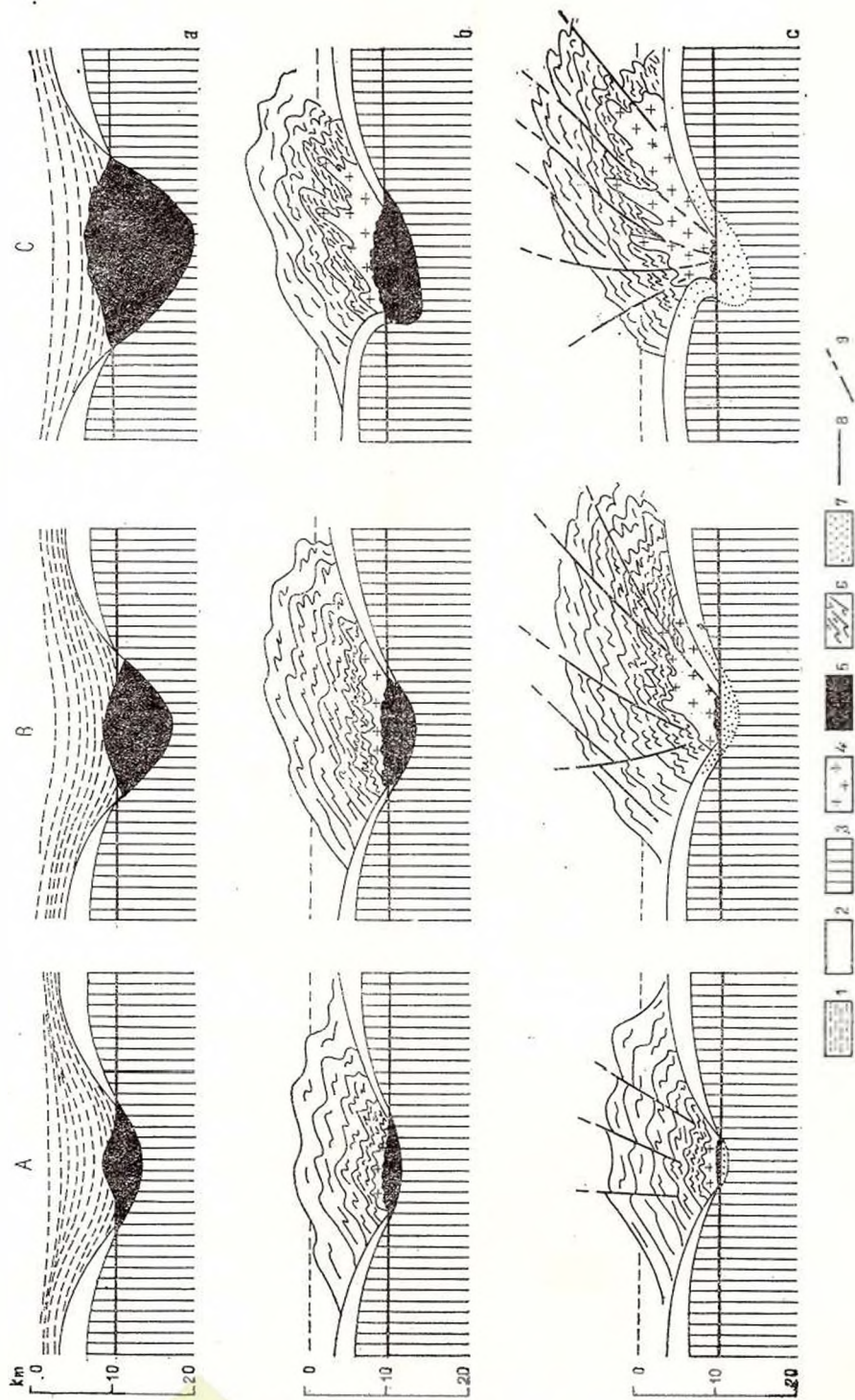


Fig. 3B. — Formation of anatectic magmas and granitoid rocks; their relationships with crystalline schists during various stages of geosyncline evolution: A (abc); B (abc); C (abc)
 1. Sedimentary deposits; 2. sial; 3. oceanic basement; 4. anatectic granitoids; 5. anatectic magmas; 6. crystalline schists; 7. pneumatolytic solutions enriched in alkalis; 8. antectic domain limit (10 km); 9. fault and thrust.

In case A (a, b, c) the sediments descend little under the anatexis limit. The dynamic coercive forces acted rather rapidly on the magmas and schists, pushing them out toward the upper levels. The maximum temperatures which are achieved in these conditions are not over 700°C (limit of stability of muscovite which turns into potash feldspar over this temperature; Winkler, 1968). Due to this fact, the magmas present a very slight differentiation process. The quartzo-feldspathic hydrothermal solutions are lacking and the Sialic basement does not slide under the anatexis limit. These granitoids are usually very little removed from their emplacement and correspond to the Autochthonous granites (Read, 1956). They associate with crystalline schists of high-grade amphibolitic facies. The contacts between anatectic granitoids and crystalline schists are very diffuse. The transition phase is represented by metatectic migmatites. The contact metamorphism is lacking. Metasomatism is subordinated to anatexis and palingenesis, developing in a closed system along centimetric distances. For this reason the metatectic migmatites have an isochemical character. The Autochthonous granitoids and the migmatites associated to them are synorogenic and synkinematic as compared to the main folding phase.

In case B (a, b, c) the sediments sink much more under the anatexis limit. The maximum temperatures are higher than in the previous case, and the quantity of magma which arises is also greater. The anatectic magmas, more complex from chemical viewpoint for the calcic plagioclase melting are differentiated by a striking fractional crystallization. Pegmatitic solutions appear in a large quantity both from magmatic differentiation and due to partial subduction of Sialic crust under the anatexis level. The degranitization of the Sialic basement found above the anatexis limit, begins to manifest incipiently. The magmas removed from their emplacement intercept the crystalline schist covers, and associates with metamorphic facies of lower pressure and temperature than in the previous A (a, b, c) case. Generally, the contact zones between the anatectic granitoids and the crystalline schists are still diffuse. At the level of these anatectic, Para-autochthonous granitoids, the migmatites are mainly represented by metatectites. Diatexites associate to them, the allochemical metasomatic feldspathization being slight. The pegmatitic solutions occurrence during the final differentiation stage associated to deep fractures allow the migration of these solutions toward zones which may surpass the upper level of anatectic granitoids and of metatectic and diatectic migmatites. The metasomatism is now achieved in an open system: Na, K and Si ions migrate on rather great distances as against the place where they appeared. The Para-autochthonous granitoids and the diatectic migmatites are synorogenic and synkinematic, while the metasomatic, hydrothermal, allochemical migmatites, here quantitatively subordinated to the first ones, are synorogenic and tardi-kinematic.

In C (a, b, c) case the anatectic magmas appear at the deepest levels with temperatures over 800°C. As they are superheating and be-



cause the coercive forces are very strong, these magmas migrate to the highest levels, where they come into contact with the low-grade metamorphism schists (amphibolitic- greenschist facies or even only with low-grade greenschists). The contacts of these anatectic, Plutonic or Intrusive granitoids (sensu Read, 1956) with the adjacent rocks are clear cut and the contact metamorphism is obvious. The magmatic differentiation is remarkable. The residual solutions enriched in water and volatiles due to this differentiation have the capacity of dissolving an appreciable quantity of alkalis from the old Sialic shell subsequently subducted under the anatexis level. On the other hand, as the dynamic diastrophism manifests very strongly, water and volatile substances from sediments sink and accumulate in high amount in the deepest zones, where at submagmatic temperatures determine the de-granitization of Sial which is found above the anatexis level. Most of the diatectic metatectic migmatites formed during the first stages in the deep zones disappear as they are intercepted and assimilated by the ascending anatectic magmas. The migration of quartzo-feldspathic pneumatolithic-hydrothermal solutions to the upper levels determines the metasomatic allochemical feldspathization of the anatectic granitoids and the adjacent crystalline schists.

The metasomatic feldspathization represent the last stage of the petroctectonic evolution of granitic batoliths. When the migration of alkaline solutions began, the granites had already been consolidated and fissured, and the sediments had undergone regional thermodynamic metamorphism and had been strongly faulted, overthrust and crushed. The cataclastic retromorphism develop in close connection with the dynamic metamorphism. That's why we consider the metasomatic feldspathization as late orogenic and postkinematic process as compared to the principal phase of orogenesis.

The Vilcan Mountains could be considered, due to their evolution way, in C (a, b, c) scheme. The main arguments are the following: 1) the deep differentiation of anatectic batolith is certified by the presence of diorites, quartz-diorites, granodiorites and granites; 2) clear-cut contacts between Șușița anatectic granitoids and crystalline schists; obvious contact metamorphism; 3) association of anatectic and metasomatic granitoids with crystalline schists initially metamorphosed as low-grade amphibolitic facies and probably with greenschist facies; therefore, with crystalline schists which at the present level of erosion were above the anatexis limit; 4) the allochemical arteritic character of the feldspathized rocks; 5) metasomatic growth of alkaline neofeldspars in a quiet medium from postkinematic viewpoint.

11. AGE OF FELDSPATHIZATION

The age of feldspathization of the Lainici-Păiuș Crystalline Shists will be discussed in connection with the Hercynian and Baikalian oro-



genesis. The Alpine sedimentary deposits slightly or non-metamorphosed are non-feldspathized.

The Șușița anatectic granitoids and the associated crystalline schists are recognized by most researchers as belonging to the Baikalian orogenesis (Dessila-Codârcea and Savu, 1967; Savu, 1970). In turn, the Tismana granitoids located within the western part of the Vîlcan Mountains are considered either of Baikalian (Dessila-Codârcea and Savu 1967; Berza, 1972) or of Hercynian age (Răileanu, Bercia, Pop, 1967). As it was mentioned this granitoid consists mainly of phenoblasts of potash feldspars which are found both in the Lainici-Păiuș Crystalline Series and scarce in the Șușița anatectic granitoids. The genesis of the Tismana granitoids is estimated as being magmatic-metasomatic (Pavelescu, Dimitrescu, 1966; Berza, 1972) or metasomatic (Bercia, Răileanu et al. 1967).

Thus, many problems may be arisen 1. Does the Tismana granitoid arise in the Baikalian or Hercynian orogenesis? 2. Was it initially magmatic formed during the Baikalian orogenesis and at the same time it got the alkaline porphyroid character or the remobilization and feldspathization took place later during Hercynian? 3. Is the feldspathization of the Lainici-Păiuș Series and the sparsely feldspathization of the Șușița anatectic granitoids closely connected to the Baikalian orogenesis associated to the intrusions of Șușița-Tismana anatectic granitoids, or is it determined only by the Hercynian orogenesis? Or is this feldspathization partially Baikalian, partially Hercynian? The clearing up of these problems is at this moment difficult to be done. We shall try to discuss them in order to be taken into account in the future studies.

The Baikalian age of the Tismana porphyroid granitoids is based upon the fact that their elements are re-worked in the conglomerates from the bottom of Tulișa Paleozoic formation. An inferior stratigraphic level of these conglomerates contains Silurian fauna with graptolites (Stănoiu, 1971).

The Hercynian age is asserted by Răileanu, Bercia, Pop (1967) who identified northerly of Sohodol and Călugăreni localities Permian sedimentary deposits (based on their facies resemblance with Permian sediments from other regions paleontologically dated). Within these sediments, phenoblasts of metasomatic potash feldspars develop, being similar to those which are found in the Tismana granitoid. Berza (1972) showed that "the Permian sedimentary deposits" represented, as a matter of fact, a gneiss appeared from the matrix of the Tismana granites. The phenoblasts of potash feldspars resistant to the alteration are obvious owing to the contrast with the granite matrix. As a matter of fact, along the Sasa Valley, the sedimentary deposits presumed of Permian age overlie the Tismana granitoid without being affected by the feldspathization.

Although both ages-Baikalian and Hercynian- are pointed out for Tismana granitoid by K/Ar age determinations. It is noteworthy that Baikalian (537—554 m.y.: Soroiu et al., 1970; 546 m.y.: Silvia



Mînzatu et al., 1975) and Hercynian ages (249—283 m.y.: Soroiu et al., 1970; 235—312 m.y.: Silvia Mînzatu et al., 1975) are well grouped without intermediate values between them. For these reasons the younger Hercynian ages cannot be interpreted as resulting from the lost of radiogenic argon. These values are rather real (Soroiu et al., 1972). They suggest two genetic moments of the Tismana granitoid: one linked to the Baikalian orogenesis, the other one to the Hercynian orogenesis.

In this context of data, the feldspathization from the Lainici-Păiuș Crystalline Schists can be also referred to the orogenic phases mentioned. Which feldspathization is older and which is younger cannot be precised. Consequently, it also cannot be estimated the amplitude of manifestation of these two processes, one as against the other. Probably during the Baikalian phase, metasomatism manifested stronger with a greater amplex. This supposition is based on the fact that Schela Formation (if this is of Carboniferous or Carboniferous — Liasic age and not only Liassic) is not affected by feldspathization, while the adjacent Lainici — Păiuș Series is feldspathized; and also on the fact that the deposits presumed as Permian along the Șasa Valley which overlie the Tismana granite are not feldspathized. The Hercynian feldspathization probably of less development even in the Tismana granite may be presumed that accidentally did not affected the Permian sediments along the Șasa Valley, and moreover it could not affect the Tulișa Paleozoic Formation rather outside the feldspathized zones. The direct contacts between the feldspathized zones and the Paleozoic sedimentary formation are very rare; there, where the nonfeldspathized sediments are related to the feldspathized zones (feldspathized during the Baikalian orogenesis) one may presume that in those areas the Hercynian feldspathization has not taken place.

Finally, we may state that the Baikalian orogenesis is mostly responsible for the intense postkinematic feldspathization both of Tismana magmatic granitoid and of Lainici — Păiuș Crystalline Schists, as well as the slightly feldspathization of Șușița anatectic granitoids. As the age determination of some sedimentary formations and even their field identification are controversial and for the data of absolute age show the Hercynian age of Șușița granitoids (Silvia Mînzatu et al., 1975) it may not be excluded the hypothesis of some feldspathizations linked to the Hercynian orogenesis; especially as some porphyroblasts of grey feldspars seem to superpose over the equigranular nebulitic structures. The orthoclase from the ophthalmitic structures has the same symmetry with the orthoclase from the nebulitic structures, but it is due, in both cases, to the low formation temperature. This observation cannot be taken as an argument of their genesis during the same orogenesis.



Aknowledgements

I wish to express my gratefulness to Professor Dan Rădulescu for the assistance and helpful suggestions in preparing this paper.

I am very much indebted to Professor Virgil Ianovici and to Professor Dan Giușcă for the solicitude and benevolence they have always granted to me.

I am much obliged to Professor Radu Dimitrescu and Professor Grațian Cioflica for the critical reviewing of the manuscript.

My thanks to Miss Constanța Udrescu who provided the spectral analyses.

I am grateful to Dr Ioana Gheorghită and Miss Angela Folea for preparing the English text version.

This paper was conceived between 1970—1975 and it is based upon the field investigations carried out in 1964—1966 and 1970—1971. The handspecimens have been analysed in the Laboratoires of the Geological and Geophysical Institute and of the Geological and Prospecting Enterprise (Bucharest), as well as in the Laboratory of Petrography of the University of Liège.

REFERENCES

- Arion M., Ignat V. (1970) Considerații asupra migmatitelor din versantul sudic al Munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol.* LVI/1, p. 151—166, București.
- Augustithis S. S. (1962 a) Non-eutectic graphic, micrographic and graphic-like „myrmekitic“ structures and textures *Beitr. Mineral. Petrog.* 8, p. 491—498, Berlin.
- (1962 b) Researches of blastic processes on granitic rocks. *Nova Acta Leopoldina*, 156, p. 1—47.
- Autran A., Fonteilles M., Guitard G. (1970) Relation entre les intrusions des granitoides, l'anatexie et le metamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. soc. géol. de France* XII/4, p. 673—731, Paris.
- Backlund H. (1953) The granitization problem. *Estud. Geol. Inst. Geol. „Lucas Mallada“* 17, p. 7—112, Madrid.
- Balintoni I. (1975) Studiu petrogenetic comparativ al unor migmatite din Munții Făgăraș și Sebeș. *An. Inst. Geol. Rom.* XLIV, București.
- Balitskiy V. S., Komova V. V. (1971) Influence of physicochemical factors on the intensity and rate of replacement of microcline by albite. *Geoch. Int.* 8/2, p. 206—210, Washington.
- Bambauer H. V., Eberhard E., Viswanathan K. (1967) The lattice constants and related parameters of Plagioclases (low). *Schw. Min. Petr. Mitt.* 47/1, p. 351, Berne.
- Barth T. F. W. (1952) *Theoretical petrology*, London.
- (1955) Presentation of rocks analyses. *Jour. Geol.* 63, Chicago.



- (1961) The feldspar lattices as solvents of foreign ions. *Cursillos y Conf. Inst. „Lucas Mallada“* 8, p. 3—8, Madrid.
- (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, Oslo.
- Bellière J. (1958) Contribution à l tude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Ann. Soc. Géol. Belgique* 81, Liège.
- (1960) Signification des structures de corrosion dans les roches migmatitiques. *Int. Geol. Cong.* 21 St. rept. 1 pt. 14, p. 30—36, Copenhagen.
- (1971) Mylonites, blastomylonites et domaines polymetamorphiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique* 94/III, p. 249—263, Liège.
- Bemmelen R. W. (1968) On the origin and evolution of the Earth's crust and magmas. *Geol. Rund.* 57/3, Stuttgart.
- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală  i de sud a masivului Geodeanu (Carpații Meridionali). *St. then, econ.*, 1/10, Bucure ti.
- Berza T., Gheorghiuțescu D. (1970) Asupra prezen ei unor skarne mineralizate pe valea Tismanei. *St. cerc. geol. geof. geogr. Seria Geologie* 15, 2, p. 553—560, Bucure ti.
- Alexandrina Medea an, Gheorghiuțescu D. (1971) Calcamphiboles from skarns in the Tismana valley (Southern Carpathians). *Rev. Roum. Géol., Geophys., Géogr. Serie de Géologie*, 15, 1, p. 101—102, Bucarest.
- (1972) Sisturi cristaline  i roci granitoide între valea Tismanei  i valea Bistri ei. *D. S. Inst. Geol. LVIII/1*, p. 79—106, Bucure ti.
- Bleahu D. B., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an "Island Arc". *Jour. Geoph. Res.* 78/23, p. 5025—5032, Baltimore.
- Bowen N. L., Tuttle O. F. (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. *Jour. Geol.* 58, p. 489—511, Chicago.
- Brown G. C., Cann J. R. (1971) Granitic liquids: their generation and intrusion. *Geol. Mag.* 108/4, p. 343—345, Hertford.
- Brown P. E. (1967) Major element composition of the Loch Coire Migmatite Complex, Southerland Scotland. *Contr. Min. Pet.* 14/1, p. 1—26, Berlin.
- Brown G. C., Fyfe W. S. (1972) The transition from metamorphism to melting: Status of the Granulite and Eclogite Facies. *Int. Geol. Congress 24 session, section 2*, p. 27, Montreal.
- Butler B. C. M. (1965) A chemical study of some rocks of the Moine Series of Scotland. *Quart. J. Geol. Soc.* 121/482 pt. 2, p. 163—208, London.
- Carman J. H., Tuttle O. F. (1963) Experimental study bearing on the origin of myrmekite. *Geol. Soc. Am. Abstract Ann. Meet.* 29 A. New York.
- Carstens H. (1967 a) Exolution in ternary feldspars. I on the formation of antiperthites. *Contr. Min. Pet.* 14/1, p. 27—35, Berlin.
- (1967 b) Exolution in Ternary Feldspars. II Intergranular precipitation in Alkali Feldspar Containing Calcium in Solid Solution. *Contr. Min. Pet.* 14/1, p. 316—320, Berlin.
- Christie O. A. J. (1962) Observation on natural feldspars. Randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, Oslo.



- Codarcea A.I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom. XX*, București.
- Pavelescu L. (1963) Considerations sur la genèse des roches granitoides de l'Autochtone danubien des Carpathes Meridionales. *Asoc. Geol. Carpato-Balc. Congr. V/II*, p. 9—16, București.
- Colomb P., Deicha G. (1960) Problème des contacts intergranulaires dans les granites et les gneiss. *Int. Geol. Congr. 21^e St. pt. 14*, p. 37—39, Copenhagen.
- Contescu L. (1974) Geosinclinalele și tectonica globală. *Progresele științei* 1/10, București.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman (1963) *Rock-Forming Minerals. 4 Framework Silicates* Logmans. London.
- Demay A. (1955) Sur les conditions physiques de déplacements de matière et des cristallisations qui aboutissent à la formation d'un massif granitique. *Sci. Terre. Coll. Inst. LXVIII Paris, C.N.R.S. Nancy*.
- Dessila-Codarcea Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *St. Cerc. Geol., Geof., Geogr. Seria Geologie XII/2*, București.
- Dimitrescu R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a Mășii Făgăraș. *An. Inst. Geol. XXXIII*, p. 153—212, București.
- Dietrich R. V. (1962) K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind. 42/2*, p. 394—413, Oslo.
- Drăghici C., Boiciuc M. (1960) Orizontare litologică și litogeneză în formațiunea de Schela. *St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geologie, 14/2*, București.
- Huică I., Isac Maria, Biloiu M. (1967) Date privind geologia zonei Schela-Viezuroi. *D. S. Com. Geol. LIII/1*, București.
- (1970) Asupra geologiei bazinului mijlociu al Săușitei (Munții Vilcan, Carpații Meridionali). *Bul. Soc. St. Geol. XII*, p. 69—99, București.
- Drescher-Kaden F. K. (1948) *Die Feldspat-Quarz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise*. Heidelberg
- Dunham A. C., Thompson R. N. (1967) The origin of granitic magmas: Skye and Rhum. *Jour. Geol. Soc. Australia 14/2*, p. 339—344, Sydney.
- Engel A. E. J., Engel G. Celeste (1953) Grenville series in the Northwest Adirondack Mountains, New-Yor. *Geol. Soc. America Bull. 60/9*, p. 1013—1098, New-York.
- Eskola P. (1961) Granitization of Quarzose Rocks. *Bull. Comm. Géol. Finlande 196*, Helsinki.
- Friedman I. (1951) Some aspects of the system $H_2O-Na_2O-Si_2O-Al_2O_3$. *Jour. Geol. 59/1*, Chicago.
- Gates R. M. (1953) Petrogenic significance of perthite. *Geol. Am. Mem. 52*, p. 55—69, New-York.
- Ghika-Budești St. (1940) Les Carpathes méridionales centrales. *An. Inst. Géol. Roum. XX*, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectono-magmatic pre-Alpine cycles on the territory of Romanian. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae 13*, p. 221—234, Budapest.



- (1974) Petrologia rocilor endogene. București.
- Goldschmidt V. M. (1954) *Geochemistry*, Oxford.
- Gore J. Boronthy (1968) Potash Metasomatism and Granitization Accomplished by Boron-Potassium compounds. *Int. Geol. Congress. Rep. of the Twenty-Third Session. Czechoslovakia Section 4*, p. 275—292, Praha.
- Guitard G., Raguin E., Sabatier G. (1960) La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. *Int. Géol. Congr. Report 21 Session pt. 14*, p. 207—215, Copenhagen.
- Hall A. (1967) The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 31, p. 835—847, Oxford.
- Harker R. I. (1954) The occurrence of Orthoclase and Microcline in the Granitic Gneisses of the Carn Chuinneag-Inchabe Complex, E. Ross-shire. *Geol. Mag. XCI/2*, 129—136, Hertford.
- Härme M. (1959) Examples of the granitization of gneisses. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 184, p. 41—58, Helsinki.
- Heier K. S., Taylor S. R. (1959) The distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17, Oxford.
- (1962) Trace elements in feldspars — a review. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind* 42/2, p. 415—454, Oslo.
- Brooks C. (1966) Geochemistry and genesis of the Heemskirk granit west Tasmania. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, p. 633—645, Oxford.
- Hibbard M. J. (1965) Origin of some alkali-feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *Am. Jour. Sci.* 263/3, p. 245—261, New Haven.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Contribuțiuni la studiul petrografic al Carpaților Meridionali. I Incluziuni de corneeană cordieritică cu andaluzită din granitul de Șușița. *An. Acad. Rom. Seria II/XXXIV*, p. 1—7, București.
- (1912) Granitul de Șușița.
- Korzhinsky D. S. (1965 a) The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation. *Am. Jour. Sci.* 263/3, p. 193—205, New Haven.
- (1965 b) Abriss der metasomatischen Prozesse, Berlin.
- Kranck E., Oja R. (1960) Experimental studies in anatexis. *Int. Geol. Cong., 21 st, Copenhagen rpt. 1 pt. 14*, p. 16—29, Copenhagen.
- Lapadu-Hargues (1945) Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. Geol. France, Ser. XV*, 5, p. 255—310, Paris.
- Laves F. (1952) Phase relation of the alkali feldspars. *Jour. Geol.* 60/2, Chicago.
- Viswanathan (1967) Relations between the Optic Axial Angle and Triclinicity of Potash Feldspars, and their Significance for the Definition of "Stable" and "Unstable" States of Alkali Feldspars. *Schw. Min. Petr. Mitt.* 47/1, p. 147—161, Berne.
- Luth W., Jahns R., Tuttle O. (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Jour. Geophys. Res.* 69, p. 759—773.



- Mackenzie W. S. (1954) The orthoclase — microcline inversion. *Min. Mag.* 30, p. 354—367, London.
- Smith Y. V. (1956) The alkali feldspars. III An optical and X-ray study of high-temperature feldspars. *Am. Min.* 4, p. 405—427, Menasha.
- Smith J. (1961) Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars. *Cursillos y Conf.*, VIII "Lucas Malada", p. 53—64, Madrid.
- Maier O., Caulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a virstei relative a granitelor aplicată unor granite din România. *D. S. Inst. Geol.* LIII/3, București.
- (1974) Studiul geologic și petrografic al masivului *Locva*. *St. the. ec. Inst. Geol.* 5/I, București.
- Manolescu G. (1937 a) Etude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes-Meridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, p. 79—172, București.
- (1937 b) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. secț. st. Seria III, XII, Mem.* 6, București.
- Marfunin A. S. (1962) Some petrological aspects of order-disorder in feldspar. *Mineral. Mag.* 33, p. 298—314, London.
- Marmo V. (1959) On the stability of potash feldspars. *Bull. Comm. géol. Finlande.* 184, p. 133—137, Helsinki.
- (1967) On granites ; a revised study. *Bull. Comm. géol. Finlande.* 227, p. 1—83, Otaniemi.
- (1968) The origin of granite, a hydrothermal model. *Lithos* 1/1, p. 57—69, Oslo.
- Megaw D. Helen (1962) Order and disorder in feldspar. *Norsk Geol. Tidss., Ut., Bind* 42/2, Oslo.
- Mehnert K. R. (1960) Composition and distribution of feldspars in magmatic and metamorphic rocks. *Norsk Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, p. 455—466, Oslo.
- (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publishing Company*, Amsterdam.
- (1969) Composition and abundance of common metamorphic rock types. *Hand. Geochem.* V/I, Berlin.
- Michot J. Jr. (1962) Composition des plagioclases résiduels et des plagioclases d'origine anatexique élaborés lors du phénomène de palinogénèse basique. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind* 42/2, p. 467—476, Oslo.
- Michot P. (1955) L'anatexis leucogranitique. *Bull. de la Cl. des Sci. Acad. roy. de Belg.* XLI/5, p. 374—385, Bruxelles.
- (1960) Le problème des Intrusion Marginales. *Geol. Rdsch. Bd* 50, p. 94—105, Stuttgart.
- (1967) Le segment orogénique fondamental du Royland Meridional (Norvegie). *Col. de Neuchâtel* 1966. Etages tectoniques. p. 123—139, Neuchâtel.
- Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a Munților Retezat între Riul Alb — Riul Nucșoarei cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D. S. Inst. Geol.* LVI/2, București.
- Miyashiro A. (1972) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. Jour. Sci.* 272, p. 629—656, New-York.



- Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea, Eleonora, Tănăsescu Anca, Ionică Magdalena, Tepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol.* 61/5, București.
- Mrazec L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes. *Bul. Soc. St.* VI, București.
- (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. I Partea de E a munților Vulcan. București.
 - (1899) Contributions à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bul. Soc. St. Buc.* VIII 4—5, București.
 - (1913) Asupra formațiunii de Schela. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, IV, București.
- Murgoci G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris*.
- (1907) Sur l'âge de la nappe de charriage des Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris 1905 Bul. Soc. St.* XVI, București.
 - (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI. Congr. Géol. Internat.*, Stockholm.
- Mutihac V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între V. Motrului și V. Jiului). *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Năstăsescu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LIX/4, București.
- Nilssen B., Smithson S. (1965) Studies of the Precambrian Hernfoss granite. I. K-feldspar obliquity. *Norsk Geol. Tidss.* 45, p. 367—369, Oslo.
- Nockolds S. R., Allen R. S. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. et Cosmochim. Acta pt. I* 4/3, Oxford.
- Orville P. M. (1962) Alkali metasomatism and feldspars. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, p. 283—316, Oslo.
- (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. Jour. Sci.* 261/3, p. 201—237. New-York.
- Pavelescu L., Maria Pavelescu (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — V. Bistriței. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, București.
- (1963) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien. *Asoc. Géol. Carpato-Balc. Congrès V*, vol II/1, p. 167—180, București.
 - Răileanu Gr. (1963) Considerations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochtone des Carpathes Méridionales. *Asoc. Géol. Carpato-Balc. Congr. V/1*, p. 43—60, București.
 - Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbesti și Iscroni. *D. S. Com. Geol.* L/1, p. 43—60, București.
 - Dimitrescu R. (1965) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Com. Geol.* LII/1, p. 95—104, București.



- (1968) Contribution to the study of isortoses in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., série de Géologie* 12/1, p. 37—41, București.
- Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (munții Vulcan — Paring). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 181—222, București.
- Perrin R., Roubault M. (1963) Remarques sur l'interprétation géologique de synthèses expérimentale: leur liaison avec la genèse des granites stratoïdes. *Sci. Terra* 1; IX, p. 73—81, Nancy.
- Pivec E. (1973) X-Ray, Optical and Chemical Variation of Potash Feldspar from Loket (Elbogen), Karlovy-Vary Massif, Czechoslovakia. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 19, p. 87—94, Springer-Verlag, Berlin.
- Piwiński A. J. (1967) The attainment of equilibrium in hydrothermal experiments with "granitic" rocks. *Earth Planetary sci. letters* 2, p. 161—162, Amsterdam.
- Wyllie P. J. (1968) Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith, Orogen, *Jour. Geol.* 76/2, p. 205—234, Chicago.
- Raguin E. (1957) *Géologie du granite*. Paris.
- Ramberg H. (1952) *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Chicago.
- Rankama K. (1955) Les processus chimiques "en grand" dans la croûte terrestre. *Sci. Terre. Coll. Inst.* LXVIII Paris, CNRS Nancy.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstei unor roci granitoide din Munții Vilcan. *D. S. LIII/1*, p. 127—141, București.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics* 16, p. 155, Amsterdam.
- Rădulescu P. D. (in print.) Plate-tectonics in Tertiary Volcanic Areas. An Example: The Carpathians.
- Read H. H. (1956) *The granites controversy*, London.
- Reinhardt M. (1908) Cercetări în Munții Făgărașului și în valea Jiului. *An. Inst. Geol. Rom. I*, București.
- Reynolds Doris L. (1946) The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. Jour.* 102/3, p. 389—446, London.
- Roques M. (1955) Etude quantitative des myrmekites. *Coll. Int.* LXVIII. *Sci. Terre* 3, p. 189—195, Nancy.
- Rosenquist J. Th. (1950) Some investigation in the crystal-chemistry of silicates. 2. The orientation of perthite lamellar in feldspar. *Norsk. Geol. Tidss.* 28, p. 192—198, Oslo.
- Roubault M. (1962) Sur les porphyroblastes de feldspaths. Quelques remarques sur leur signification petrogenetique. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, p. 514—532, Oslo.
- Sahama Th. G., Rankama K. (1950) *Geochimia*, ed. VI, 1968. Ed. tehnică, București, 1970.



- Sassi F. P. (1971) Isochemical Postkinematic Feldspathization. A. Genetic Model. *Schw. Min. Petr. Mitt.* 51/2—3, p. 451—462, Zürich.
- Saucier H., Saplevitch A. (1962) La dilatation thermique des feldspaths. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, p. 224—242, Oslo.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Rom.* LVI, p. 13—153, București.
- Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (1972) Studiul petrologic și geochemic al granitoidelor sinorogene și tardorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, p. 257—297, București.
- Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (1972) Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stăncești (Munții Paring). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 175—220, București.
- Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (1973) Faciesul granitoidelor din plutonul de la Cărpiniș-Novaci (Munții Paring) petrologia și geochemia lor. *An. Inst. Geol.* XL, p. 225—305, București.
- Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (1974) Pétrologie, et géochimie des migmatites arctiques de l'Autochtone danubien (Carpathes Méridionales). *D. S. Inst. Geol.* LX/1, p. 123—141, București.
- Schermerhorn L. J. G. (1960) Telescoping of mineral facies in granites. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 188, p. 121—132, Helsinki.
- Semaka A. I. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carpato-Balc.* III/2, p. 165—174, București.
- Semenenko N. P. (1960) Theory of metamorphism of mobile zones. *Int. Geol. Cong.* 21 st., p. 14, p. 62—71, Copenhagen.
- Shaw D. M. (1956) Geochemistry of pelitic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, p. 919—934, New-York.
- (1964) Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. *Masson*, Paris.
- (1968) A review of K-Rb fractionation trends by co-variance analysis. *Geochem. et Cosmochim. Acta* 32/6, p. 573, Oxford.
- Smithson B. S. (1962) Symmetry relations in alkali feldspar of some amphibolite facies rocks from the southern Norwegian Precambrian. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, p. 586—599, Oslo.
- Soroșiu M., Popescu Gh., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K/Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Romanian Carpathians. *Ec. Geol. Helvetiae*, vol. 63/1, p. 323—334, Basel.
- Kasper U. H., Dimitrescu R. (1972) Nota preliminară asupra geocronologiei cristalului danubian. *An. St. Univ. Iași, Secția II b Geol.* XVIII 135, Iași.
- Stan N. (1970) Migmatitele de pe valea Șușița Verde și valea Porcului (M. Vilcan). *D. S. Inst. Geol.* LVI, p. 169—186, București.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra Silurianului fosilifer din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LVII/4, București.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian cu privire specială asupra regiunii de la obârșia văii Motrului (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, București.



- (1973) Considerații asupra formațiunilor Paleozoice din regiunea virful lui Stan — Piatra Cloșani (Carpății Meridionali), *D. S. Inst. Geol.* LIX/5, București.
- Stone M., Austin G. C. (1961) The metasomatic origin of the potash feldspar megacrysts in the granites of southwest England. *Jour. Geol.* 69, p. 464—472, Chicago.
- Streckeisen A. (1929) Profilul de la Vai de Ei (Jud. Gorj). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII, București.
- (1931) Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *D. S. Inst. Geol.* XVIII, București.
- (1970) Plutonismus und Orogenese. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, p. 521—563, Baden.
- Suk M. (1972) Origin of Migmatites of the South Bohemian Moldanubicum by Regional Low-Pressure Metamorphism. *Int. Geol. Congress 24 session, section 2*, Montreal.
- Sylvester A. G. (1962) Observation on mantled potash feldspars from the Vradal granitic pluton Telemark, Norway. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind 42/2*, p. 600—606, Oslo.
- Seclăman M. (1971) Contribuții la cunoașterea structurilor grafice. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geologie* 16/1, București.
- Ștefănescu Gr. (1883) Anuarul biroului geologic București.
- Trifulescu M., Teodoru L. (1963) Asbest în granitele din valea Jiului. *Soc. St. Nat. Geogr. a RPR II*, București.
- Tröger W. E. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. *Teil 1 Bestimmungstabellen*. Stuttgart.
- Turner F. J., Verhoogen (1960) Igneous and metamorphic petrology New-York-Toronto-London.
- Tuttle O. F. (1952) Optical studies on alkali feldspar. Bowen volume. *Am. Jour. Sci.*, p. 553—567, New-Haven.
- (1955) L'origine et la classification des granites á la lumière des études experimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$. *Sci. Terre. Coll. Int.* LXVIII, Paris CNRS, Nancy.
- Bowen N. L. (1958) Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem.* 74.
- Walker F., Mathias M. (1946) The petrology of two granite-slate contacts at Cape-Town, South Africa. *Quart. Jour.* 102/4, p. 499—518, London.
- Wallton M. (1960) Molecular diffusion rates in supercritical water vapor estimated from viscosity data. *Am. Jour. Sci.* 258, p. 385—401, New-Haven.
- Wegmann C. E. (1935) Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rund.* XXVI, Stuttgart.
- (1955) Les ordres de grandeur dans les phénomènes metasomatiques des roches. *Sci. Terre. Coll. Int.* LXVIII, Paris CNRS Nancy.
- Weill D. F., Fyfe W. S. (1964) The solubility of quartz in H_2O in the range 1000—4000 bars and 400—550°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28/8, p. 1243—1255, Belfast.
- White A. J. R. (1966) Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia. *Chem. Geol.* 1, p. 165—250, Amsterdam.
- Wilson J. R., Coats J. S. (1972) Alkali feldspars from part of the Galway granite, Ireland. *Min. Mag.* 38, p. 801—810, Oxford.



- Winkler H. G. F. (1957) La genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. *Rev. Géog. Phys. et Géol. dynamique* 3, p. 67—76, Paris.
- (1965) La genèse des roches métamorphiques, *Édition Ophris*, Paris.
- (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine, Berlin.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of Classification based on Isograds in Common Rocks. *N. Jb. Miner. Mh. H5*, p. 189—246, Stuttgart.
- von Platen (1957—1962) Experimentale Gesteinmetamorphose I—VI. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 13, 42—69 (1957); 15, 91—112 (1953); 18, 294—316, (1960); 24, 48—69, 250—259 (1961); 26, 145—180 (1962), London.
- Wyart J. (1955) Cristallisation par voie hydrothermale d'un verre naturel et origine du granite. *Sci. Terre. Coll. Int. LXVIII* Paris, p. 179—188, Nancy.
- Sabatier G. (1957) Sur la fusion des roches éruptives et en particulier du granite. *Bull. Soc. franc. Min. Crist.* 80, p. 399—401, Paris.
- Sabatier G. (1962) L'équilibre des feldspaths et de feldspathoïdes en présence de solution sodi-potassique. *Norsk. Geol. Tidss. Ut. Bind.* 42/2, p. 317—329, Oslo.
- Sabatier G. (1965) Reactions des feldspaths alcalins avec des solutions hydrothermales de CaCl_2 . *Compt. rend.* 260, p. 1681—1685 Paris.
- Curien H., Sabatier G. (1961) Echanges isotopiques des atomes d'oxygène dans les silicates et mécanisme d'interaction eau. *Cursillos y Conf. VIII "Lucas Malada"*, p. 27—29 Madrid.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. (1957) The effect of volatile materials on the melting temperatures of silicates. *Am. Geophys. Union, Trans.* 38, p. 413—414.
- Tuttle O. F. (1959) Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. *Am. Jour. Sci.* V 257, p. 648—655, New-Haven.
- Tuttle O. F. (1964) The effects of SO_2 , P_2O_5 , HCl and Li_2O in addition to H_2O on the melting temperatures of albit and granite. *Am. Jour. Sci.* 262, p. 930—939, New-Haven.
- Yiyama J. T. (1965) Influence des anions sur les équilibres d'échange d'ion Na-K dans les feldspaths alcalins à 600°C sous une pression de 1000 b. *Bull. Soc. franc. Miner. Crist.* LXXXVIII, p. 618—622, Paris.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R. (1957) Ternary feldspars. *Ann. Rept. Geophys. Lab.* 206—214.
- Zwart H. J. (1962) On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rund* 52, p. 38—65, Stuttgart.

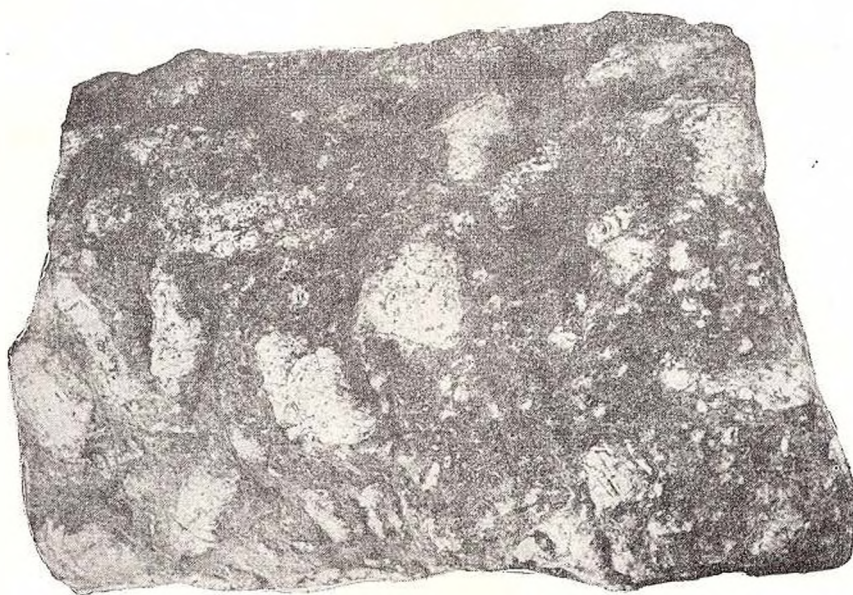
PLATE I

- Fig. 1. — Feldspathized and laminated gneissic anatectic granitoid. K-feldspar neoporphroblasts perpendicular to the lineation are strongly crushed as compared to the well preserved K-feldspars parallel to the lineation. Dealul Creek.
- Fig. 2. — Badly laminated feldspathized anatectic granitoid. Alkali potassic megacrystals are round out and crushed. The matrix is converted to a chlorite-sericite schist. Porcu Valley.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



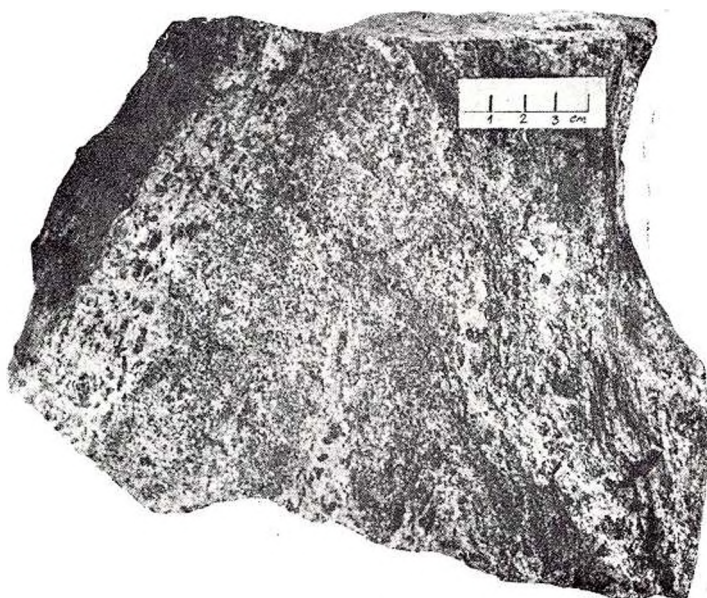
Institutul Geologic al României



PLATE II

- Fig. 1. — Nebulitic structure arose through biotite-paragneiss feldspathization. The primary schistose structure is outlined by the "biotite phantoms" of the paleosome. Bistrița Valley.
- Fig. 2. — Nebulitic structure; striking feldspathization and microgranular-homophane structure are to be noticed; on the right side a relict biotitic "shadow" can be observed. Bistrița Valley.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



PLATE III

- Fig. 1. — The strong feldspathization of a feldspathic-quartzite gives rise to nebulitic structure. Quartz (black) ; alkaline feldspar (white) ; Lungă Valley.
- Fig. 2. — Gradual transition of nebulitic structures of imbibition toward crystalline schists, Bistrița Valley.





1



2



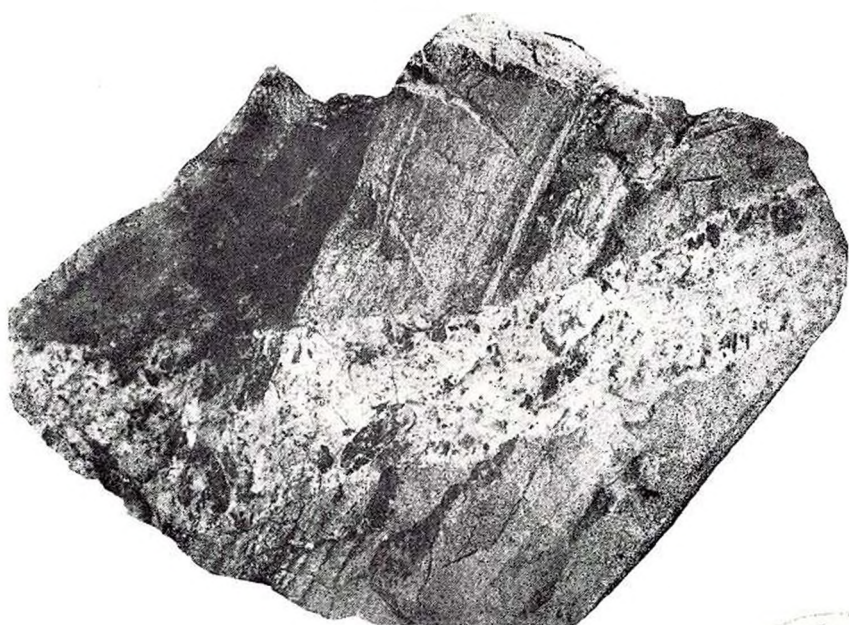
PLATE IV

- Fig. 1. — Phlebitic pegmatoid vein parallelly disposed to the lineation of a biotite-paragneiss; diffuse contact; outward slight nebulitic structure is distinguished. Bistrița Valley.
- Fig. 2. — Phlebitic pegmatoid; cut-clear contact and oblique-angled disposal as against the paleosome lineation. Bistrița Valley.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



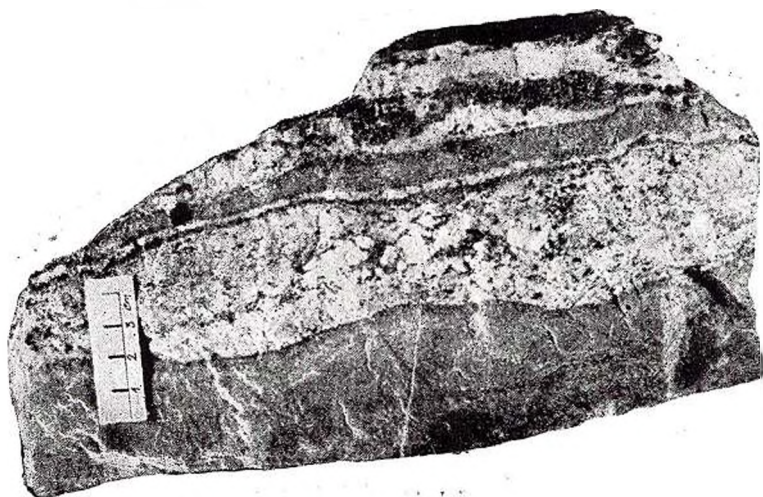
Institutul Geologic al României



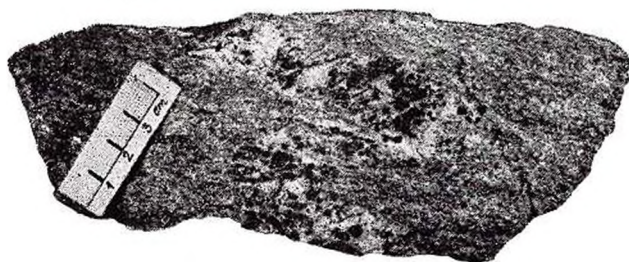
PLATE V

- Fig. 1. — Stromatitic structure. Well marked contact between pegmatoid neosome and quartzitic paleosome. Bistrița Valley.
- Fig. 2. — Quartzite with ptygmatic folds. Runcu Quarry. Sohodol Valley.





1



2



PLATE VI

Structural and textural relationships between neoquartz and paleosomatic matrix. Quartz neoporphroblasts are oblique-angled or perpendicular to the paleo-structure. (Fig. 1, 2, 4). Neoquartz is often oriented according to the schistose structure of paleosome (Fig. 3). It is to be noticed the contrast between neoquartz (Q) and paleoquartz. (q) size. The last one is strongly tectonized.

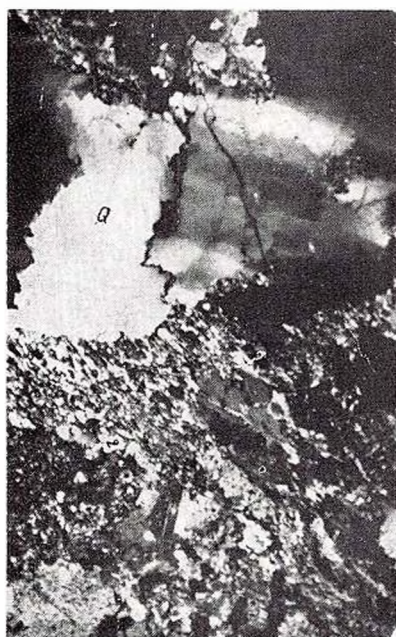
Fig. 1. — Nebulite ; Măcriș Valley N + ; $\times 10$

Fig. 2. — Nebulite ; Șușița Valley, km. 1.4. N+ ; $\times 10$

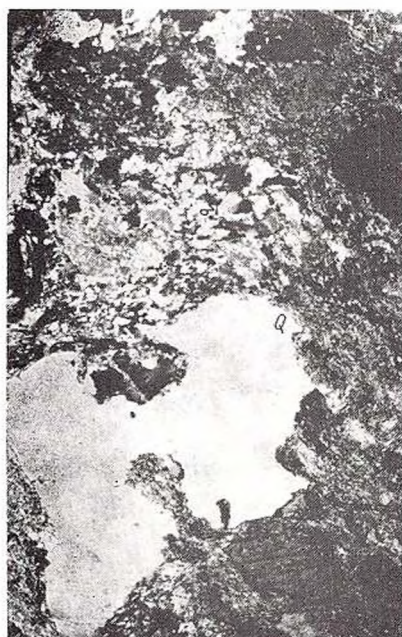
Fig. 3. — Ophthalmite ; Scărișorii Creek. N + ; $\times 10$

Fig. 4. — Nebulite ; Porcu Valley. N + ; $\times 10$





1



2



3



4

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



Institutul Geologic al României



PLATE VII

Quartz neoporphroblasts (Q) carrying characteristic inclusions : paleoquartz (q), plagioclase more or less altered (Pl), chlorite (Cl), garnet (g). The plagioclase included by neoquartz as well as the plagioclase of paleosome are twisted (Fig. 2) or crushed (Fig. 3).

Fig. 1. — Ophthalmite ; Măcriș Valley. N + ; $\times 10$

Fig. 2. — Ophthalmite ; Bistrița Valley. N + ; $\times 10$

Fig. 3. — Nebulite ; Porcu Valley. N + ; $\times 10$

Fig. 4. — Ophthalmite ; Bistrița Valley. N + ; $\times 10$





1



2



3



4

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



Institutul Geologic al României



PLATE VIII

Progressive including of paleosome (white) by K-feldspar (black) (Fig. 1, 2, 3)

- Fig. 1. — Ophthalmite-nebulite ; Porcu Valey. N + ; $\times 10$
Fig. 2. — Ophthalmite-nebulite ; Porcu Valley. N + ; $\times 10$
Fig. 3. — Ophthalmite-nebulite ; Porcu Valley. N + ; $\times 10$
Fig. 4. — K-feldspar with poikilitic structure ; included sericitized plagioclase (Pl)
has albitic aureole (A) ; quartz (q). Ophthalmite ; Măcriș Valley. N + ; $\times 10$





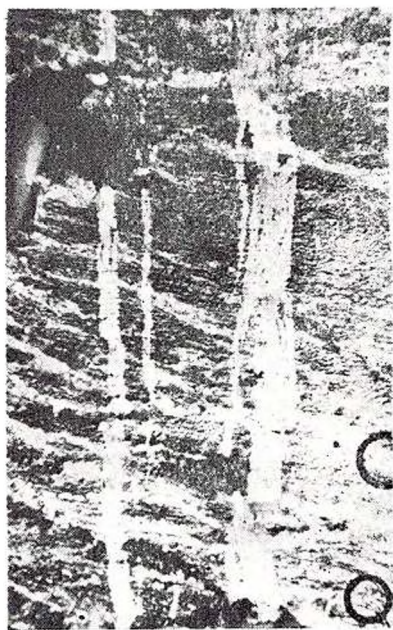
Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



PLATE IX

- Fig. 1. — Albitized perthite. The two albite generations are crossing with an angle of about 90° . Ophthalmite ; Dealul Creek. N + ; $\times 10$
- Fig. 2. — Microcline albitized along the twinning planes. "Spot structure" of albite. Nebulite ; Şuşiţa Valley. N + ; $\times 10$
- Fig. 3. — Pegmatoid vein with quartz-feldspar graphic structure. Vîjoaia Valley. N + ; $\times 10$
- Fig. 4. — Nebulite with graphic structure. Quartz replaces plagioclase penetrating through the crushing spots and mineral boundaries. N + ; $\times 10$

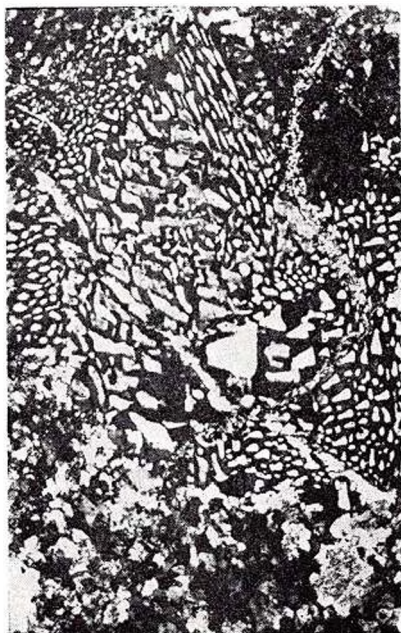




1



2



3



4

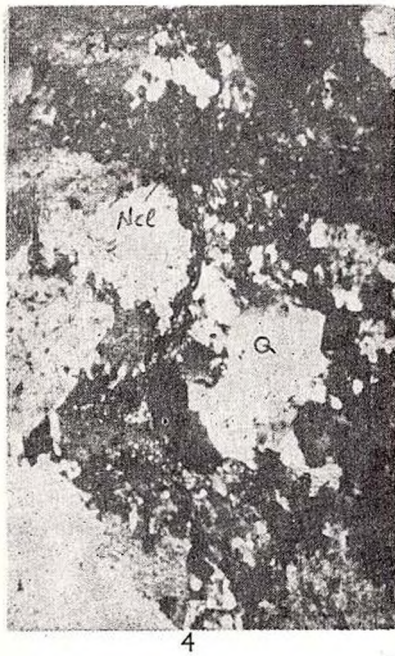
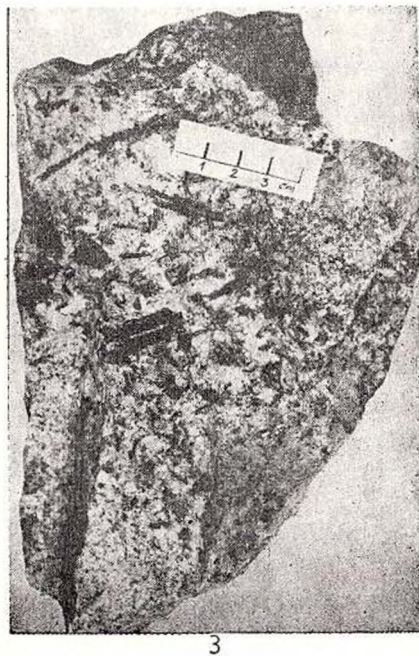
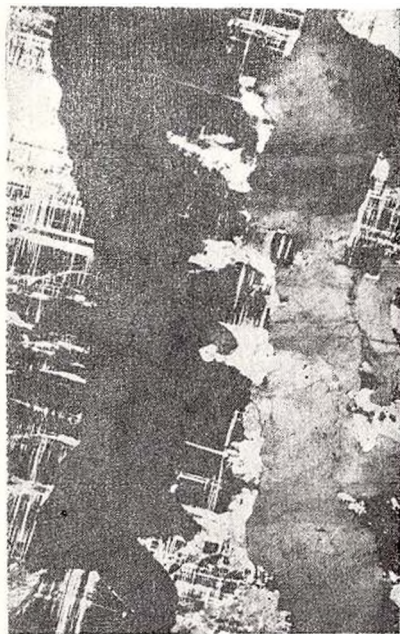
Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



PLATE X

- Fig. 1. — Neoquartz replacing strongly tectonized plagioclase. Graphic structures become elusive. Nebulite ; Bistrița Valley. N + ; $\times 10$
- Fig. 2. — Quartz-microcline graphic structure ; the two quartz layers show different optical orientation. Pegmatoid ; Bistrița Valley. + ; $\times 10$
- Fig. 3. — Biotite neoporphroblast in a nebulite-pegmatoid ; Bistrița Valley.
- Fig. 4. — Neochlorite (Ncl) cross cutting the primary schistoity. Nebulite ; Măcriș Valley. N + ; $\times 10$

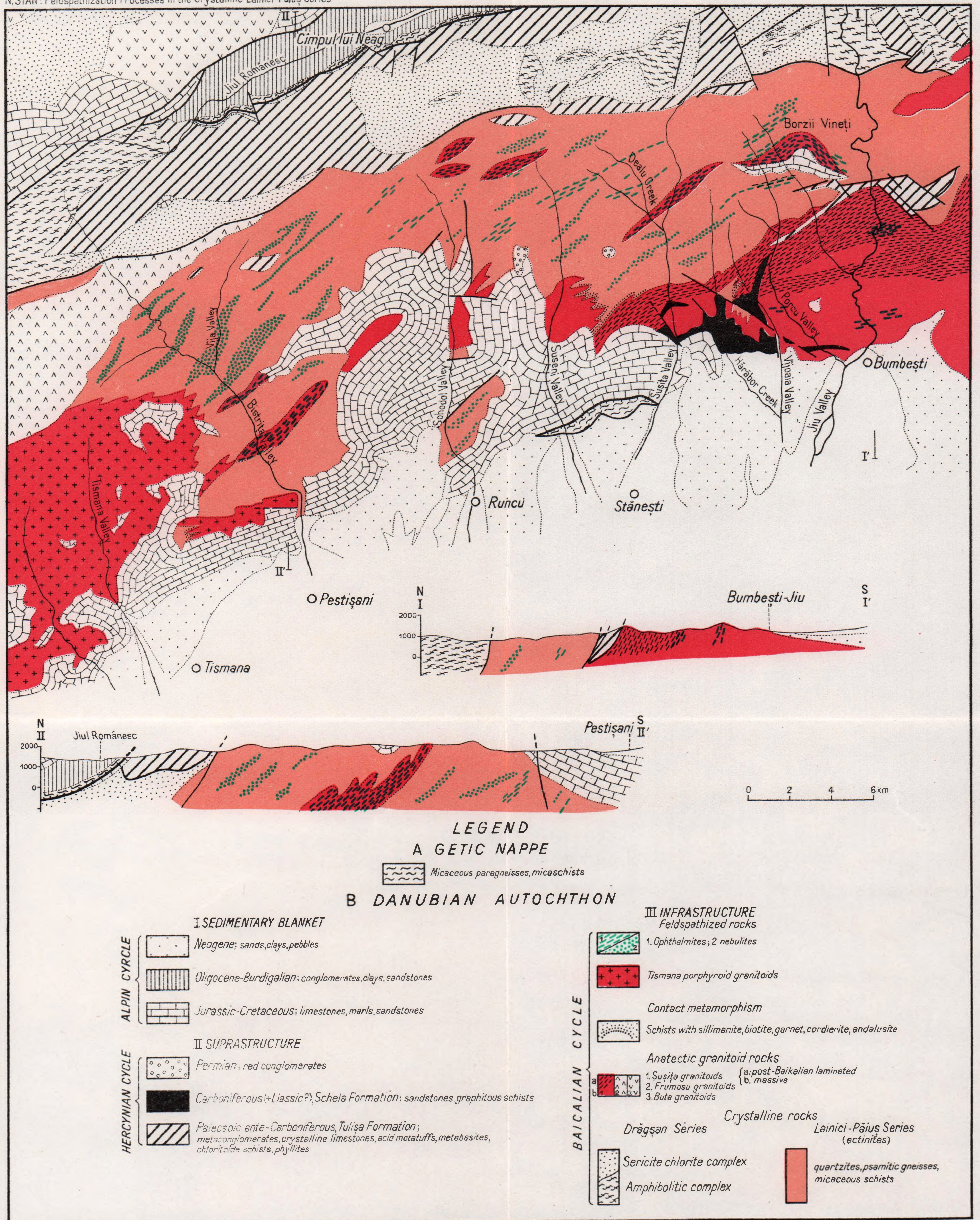




GEOLOGICAL MAP OF THE VÎLCAN MOUNTAINS

according to 1:200,000 maps; Baia de Aramă and Tîrgu Jiu sheets (1967), completed by the author

N. STAN: Feldspathization Processes in the Crystalline Lainici-Păiuș Series



GEOLOGIA BAZINULUI RUSCA MONTANĂ. PARTEA DE VEST¹

DE

ALEXANDRU DINCĂ²

Abstract

Geology of the Rusca Montană Basin. The Western Part. The Rusca Montană basin located in the south-western part of the Poiana Ruscă Massif is made up of Jurassic, Cretaceous deposits pierced by banatitic eruptions. On the south-west and south border there are also found Neogene deposits which belong, as a matter of fact, to another structural unit: Caransebeș basin. The crystalline schists from the basement belong to the mesometamorphic and epimetamorphic series. The latter are found on the northern border and overthrust the sedimentary basin. The Jurassic is represented by quartzite conglomerates assigned to the Lower Liassic, and by spathic calcarenites and calcilutites in which a microfacies was identified, which certifies the Dogger and Malm. The Cretaceous beings with detrital "chemical-ferrous-bauxitic deposits considered as Albian?", and continues Cenomanian rudite-arenitic-pelitic rocks (Turonian-Coniacian) and with the Campanian-Santonian flysch facies. The Cretaceous ends with the volcanogene-detrital molasse deposits assigned to the Maestrichtian. The Neogene is represented by Tortonian limestones and marls, by Sarmatian limestones and clayey sandstones and by Pannonian clayey marls and sands. It is interesting to point out the marine transgression from Dogger and especially the Cenomanian transgression. The researched region constitutes the western side of a great syncline and is characterized, from the tectonic point of view, by an important overthrusting line of the epimetamorphic schists over the Cretaceous deposits, in the north part, by a series of axial undulations, westward, as well as by a series of secondary fractures trending NW-SE and NE-SW.

¹ Teză de doctorat susținută în ședința din 23 dec. 1974, la Universitatea din București. Depusă la redacție la data de 8.VI.1976 și acceptată pentru publicare la data de 7.X.1976.

² Institutul de Proiectări Căi Ferate, Bd. Dinicu Golescu 38, București.



CUPRINS

	Pag.
I. Introducere	100
II. Istoricul cercetărilor geologice.	102
III. Stratigrafia regiunii	104
A. Cristalinul	104
B. Sedimentarul	105
Jurasicul	106
1. Liasicul inferior	106
2. Doggerul	107
3. Malmul	114
Cretacicul	118
1. Albianul ?	118
2. Cenomanianul	120
3. Turonian-Coniacianul	124
4. Santonian-Campanianul	128
5. Maestrichtianul	132
Neogenul	138
1. Tortonianul	139
2. Sarmatianul	141
3. Pannonianul	142
Cuaternarul	143
C. Eruptivul	144
1. Magmatismul subhercinic	144
2. Magmatismul laramic	144
3. Considerații asupra chimismului și vârstei eruptivului.	145
D. Zona de contact	146
1. Metamorfismul de contact exomorfic	146
2. Metamorfismul de contact endomorfic.	147
IV. Tectonica regiunii	148
1. Considerații generale	148
2. Descrierea principalelor elemente structurale.	148
3. Vârsta dislocațiilor	153
V. Evoluția geologică a regiunii	154
1. Etapa antedevoniană	155
2. Etapa jurasică (Liasic — Malm).	155
3. Etapa cretacică (Albian ? — Senonian).	156
4. Etapa neogenă (Tortonian — Pannonian)	158
VI. Substanțe minerale și roci utile	159

I. INTRODUCERE

În ultimele decenii, printre regiunile care s-au bucurat de atenția cercetătorilor a fost și bazinul Rusca Montană, interesant prin zăcămintele sale de cărbuni, prin mineralizațiile legate de banatite, prin acumulările de roci de precipitație chimică fero-bauxitice sau prin rocile utile, care apar în cuprinsul său.



Regiunea cercetată se situează în partea de SV a masivului Poiana Ruscăi, pe teritoriul județului Caraș-Severin și este caracterizată printr-o morfologie cu creste înalte și înguste, cu vîrfuri impunătoare, uneori cu aspect conic sugerînd vechi aparate vulcanice. În partea de V, calcarele jurasice au favorizat dezvoltarea unor variate fenomene carstice.

Am început cercetări în acest bazin în anul 1958, la îndemnul mult regretatului profesor Gr. Răileanu, căruia îi aducem pe această cale

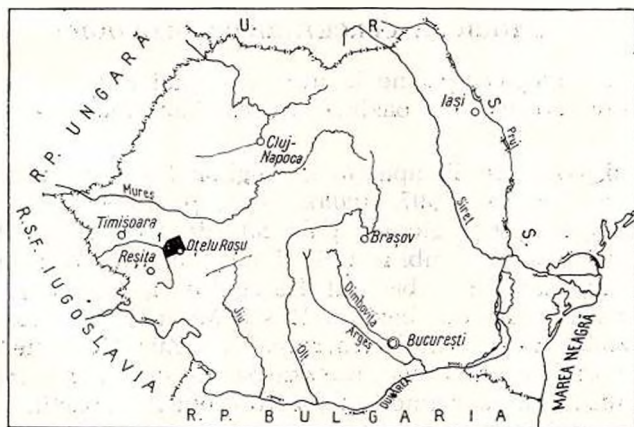


Fig. 1. — Amplasamentul părții vestice a bazinului Rusca Montană pe teritoriul României. 1, regiunea cercetată.

Position de la partie ouest du bassin Rusca Montană sur le territoire de la Roumanie. 1, région étudiée.

un pios omagiu, păstrîndu-i o adîncă recunoștință pentru îndrumările ce ni le-a dat pe teren și în laborator.

Studiile geologice, întreprinse pe teren și în laborator, au fost continuate pînă în 1973, cu o întrerupere în perioada 1965—1967. Expresia cartografică a acestor studii este redată în harta geologică detaliată a regiunii, ale cărei date au fost utilizate la întocmirea foilor geologice 1 : 500.000 a României, a foi Deva 1 : 200.000 și a foi Nădrag 1 : 50.000. Această hartă geologică poate constitui punctul de plecare pentru numeroase lucrări de explorare legate de zăcămintele de precipitație chimică fero-bauxitice, de mineralizațiile determinate de banatite sau de roci utile (piatră de var, piatră de construcție).

La aceste rezultate am ajuns sub îndrumarea permanentă a conducătorului științific al acestei teze, acad. prof. G. Murgeanu, de la care am primit întotdeauna cele mai calde încurajări și sfaturi de neprețuit în redactarea tezei și căruia îi sînt profund recunoscător și îi aduc mulțumiri din toată inima.



Țin să mulțumesc în mod călduros prof. dr. doc. V. Ianovici, pentru sprijinul acordat și îndrumările primite, care mi-au fost de un mare ajutor la pregătirea lucrării și mai ales a părții de eruptiv banatitic și a fenomenelor legate de acesta.

Cu acest prilej, doresc să-mi exprim recunoștința față de toți profesorii mei, care m-au instruit și mi-au insuflat dragoste pentru această profesiune. De asemenea, doresc să mulțumesc tuturor colegilor care mi-au acordat sprijinul la întocmirea acestei lucrări.

II. ISTORICUL CERCETĂRIILOR GEOLOGICE

Cercetări geologice, puține la număr și mai mult cu caracter general, au fost întreprinse în bazinul Rusca Montană încă din ultimele decenii ale secolului trecut.

Cele mai vechi studii aparțin geologilor Lóczy (1882), Nopcsa (1905), Schafarzík (1907, 1908), Papp (1919) și Rozložník (1919). Hărțile geologice regionale publicate de Lóczy și Papp au un caracter general, de ansamblu. Lui Nopcsa, valorosul cercetător al resturilor de dinozauri din bazinul Hațegului, îi datorăm paralelizarea depozitelor continentale din bazinul Rusca Montană cu cele cu dinozaurieni din bazinul Hațegului. În lucrarea sa „Zür Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszka-bánya und der rumänische Landesgrenze“, consideră că primele depozite cretacice aparțin Campanianului iar seria depozitelor continentale, cu mult aport de material vulcanic, este de vîrstă daniană ca și în bazinul Hațegului, fiind comparabilă mai ales cu depozitele din zona vestică a acestuia, de la Densuș-Ștei-Răchitova.

Deoarece Schafarzík este singurul care a efectuat studii mai amănunțite în regiunea noastră, vom insista mai mult asupra rezultatelor studiilor sale. Cercetînd partea de SV a masivului Poiana Ruscăi, în anul 1905, Schafarzík (1907) separă, în cadrul cristalinelui, șisturi cristaline de grupul I și de grupul II și realizează prima coloană stratigrafică a depozitelor sedimentare din bazinul Rusca Montană. Aceste depozite, a căror vîrstă o apreciază ca fiind cretacio-superioară, le împarte în trei orizonturi: orizontul calcarelor, la partea inferioară, orizontul gresiilor calcaroase și marnocalcarelor, în partea mediană, și orizontul tufurilor porfirice și conglomeratelor, la partea superioară. Calcarele, de la partea inferioară, din care a cules două specii de corali, le consideră a fi turoniene pe baza unui dintre corali, determinat specific (*Cladocora humilis* Edwards și Haim) și menționat în Turonianul de la Uhaut (Franța).

Orizontul gresiilor, al gresiilor calcaroase și al marnocalcarelor, din care a recoltat pe *Exogyra ostracina* Lamarck și *E. decussata* Goldfuss, este atribuit Campanian-Maestrichtianului, iar conglomeratele și rocile tufogene de deasupra sînt paralelizate cu cele din zona localității Rusca Montană și cu cele de la Densuș-Răchitova (bazinul Hațegului), considerate de Nopcsa ca fiind daniene.



Schafarzik descrie și depozite neogene pe marginea de SV a regiunii, în raza localităților Peștere și Maciova. Aceste depozite sînt reprezentate prin calcare de Leitha, de vîrstă tortoniană, și prin argile și nisipuri pannonian-inferioare.

Cantuniari, în 1939 cercetînd partea centrală a bazinului (la est de regiunea prezentată în acest studiu), atribuie Tithonicului calcarele recifale întîlnite pe marginea de N a bazinului, în apropiere de Polom, pe baza asemănărilor faciale. Tot el este acela care emite ideea unei transgresiuni cenomaniene în bazin, ceea ce sugerează vîrsta cenomaniană pentru depozitele conglomeratic-grezoase cu care începe ciclul cretacic superior.

Începînd cu anul 1947, echipe ale Institutului Geologic, sub îndrumarea prof. D. Giușcă, au efectuat cercetări în partea de V și NV a perimetrului, cu scopul de a studia cristalinul și zăcămintele de fier și mangan din zona Nădrag-Tincova-Peștere. Sinteza datelor, cuprinse în diferite rapoarte geologice inedite, a fost publicată în 1965 de către Giușcă et al. Autorii stabilesc prezența unui complex epizonal și a unui mezozonal în cuprinsul cristalinului și fac considerații de ordin general asupra sedimentarului din marginea vestică a regiunii, apreciind ca tithonică vîrsta calcarelor masive și cretacic-superioară vîrsta celorlalte depozite.

Orizontarea stratigrafică a șisturilor cristaline din masivul Poiana Ruscăi (regiunea Ruschița-Valea Negrii) a fost realizată pentru prima dată de Pavelescu et al. (1964), care separă o unitate mezometamorfică cu două complexe și o unitate epimetamorfică, formată din trei complexe.

Pavelescu și Dimitrescu (1954), pe baza materialului personal și mai ales a celui colectat de Cernea din partea centrală a bazinului, descriu în mod detaliat șase tipuri de andezite.

Unele zone ale bazinului, în special cele afectate de banatite, au făcut obiectul unor cercetări care se referă la complexele de roci eruptive, la litologia depozitelor sedimentare și la mineralizația din zona de contact. Astfel, Gherasi, Ciornei (1954)³ efectuează prospecțiuni asupra mineralizațiilor cuprifere din regiunea Obreja-Glimboca și pun în evidență cinci corpuri granodioritice cu faciesuri marginale porfirice, numeroase filoane de porfire granodioritice, andezite, dacite și, mai rar, filoane subțiri de aplite, keratofire și lamprofire. În cadrul depozitelor sedimentare, considerate de vîrstă cretacic-superioară, autorii separă trei complexe litologice în ideea lui Schafarzik (complexul calcarelor, seria șistoasă-grezoasă și complexul de cinerite andezitice cu augit).

Zimmermann, Zimmermann (1962)⁴, cercetînd partea de nord a regiunii, pun în evidență granite, granodiorite, riolite, dacite și,

³ Gherasi N., Ciornei P. Arh. Inst. Geol., București.

⁴ Zimmermann P., Zimmermann V. Arh. Intrepr. Geol. Prosp. Subst. Min. Solide, București.



foarte frecvent, andezite, precum și filoane de porfire cuarțifere. Autorii fac o descriere detaliată a fenomenelor metamorfice legate de banatite și a rocilor de contact din zona valea Loznei, valea Glăvanului, valea Negrii etc.

Începînd din 1958, studiile întreprinse au condus la orizontări în cadrul depozitelor cretacice-superioare și la stabilirea Senonianului inferior la Rusca Montană, pe baze paleontologice (Dincă, 1964). Mai recent, Dincă et al. (1972), pe baza studiilor efectuate, ajung la concluzia că depozitele continentale cu dinozaurieni, din bazinul Hațegului și echivalentul lor din bazinul Rusca Montană, sînt de vîrstă maestrichtiană.

În ce privește evoluția tectonică a bazinului Rusca Montană, în 1964, Dincă și Zimmermann semnalează prezența unui important accident tectonic pe rama lui nordică.

Cercetări, prospecțiuni cu foraje și lucrări miniere s-au făcut și continuă în prezent, asupra banatitelor și a zonei de contact, în vederea determinării unor rezerve de minereuri complexe.

III. STRATIGRAFIA REGIUNII

Regiunea cercetată reprezintă partea de vest a bazinului Rusca Montană, care este o depresiune internă a domeniului getic.

La alcătuirea geologică a acestei regiuni iau parte șisturi cristaline, care formează fundamentul bazinului, și depozite sedimentare ce aparțin Jurascului, Cretacului superior, Neogenului și Cuaternarului. Rocile cristalofiliene și formațiunile sedimentare anteneogene sînt străpunse de corpuri banatitice și de numeroase apofize ale acestor corpuri, determinînd adesea mineralizarea rocilor înconjurătoare.

ce au exercitat, pe o rază însemnată, o acțiune metamorfică de contact,

A. CRISTALINUL

Șisturile cristaline, care alcătuiesc fundamentul bazinului Rusca Montană, aparțin domeniului getic din unitatea Poiana Ruscăi. Deși aparțin Geticului, ele au totuși o pronunțată variație de facies, de la roci puternic metamorfozate pînă la roci slab metamorfozate.

În cuprinsul complexelor cristalofiliene din masivul Poiana Ruscăi s-a separat (Giușcă et al., 1956; Codarcea, Pavelescu, 1956; Pavelescu, 1958) o serie mezometamorfică cu cristalinitate avansată și o serie epimetamorfică cu cristalinitate mai scăzută.

Un important studiu al lor, în lumina cercetărilor actuale, și mai ales orizontarea lor stratigrafică a fost realizată de Pavelescu et al. (1964), pentru zona Ruschița, însă orizontarea este aplicabilă atît la E cît și la V de zona amintită. Autorii au deosebit o unitate mezo-metamorfică, alcătuită din două complexe, și o unitate epimetamorfică



cu trei complexe, stratigrafic superioară primei, reprezentată prin roci cristaline, care se încadrează în faciesul șisturilor verzi.

Pe rama nordică a zonei cercetate, între valea Varniței și valea Fintînilor, am întâlnit termenii unității epimetamorfice reprezentați în mare parte prin șisturi sericito-cloritoase și subordonat prin șisturi muscovito-biotitice, șisturi sericito-cloritoase cuarțitice și cuarțite.

Începînd de la V de vârful Poietii, se întîlnesc rocile unității mezo-metamorfice, care se dezvoltă spre SV, către Tincova și Căvărăn. În această zonă însă, spre deosebire de regiunea Ruschița, pe lângă micașisturile cu granat și șisturile cuarțitice muscovito-biotitice, prezente în complexul inferior, apar paragneise biotito-muscovitice, gnaise oculare și mai rar amfibolite.

Gnaisele oculare apar ca un masiv orientat NE-SV, începînd de la obîrșia Văii Strimbe, spre SV, pînă în apropierea riului Timiș. Ele se urmăresc de-a lungul limitei cu sedimentarul începînd de la obîrșia acestei văi, pe lângă vârful Schelii, apoi rămîn pe versantul nordic al văii Vălișorului unde iau contact, către S, cu micașisturi și șisturi muscovito-cuarțitice cu porfiroblaste de feldspat, uneori cu intercalații de paragneise, cuarțite și micașisturi cu granați.

Se consideră (Giușcă, 1947)⁵ că masivul de gnaise are la origine o intruziune a unei magme pegmatitice ce a influențat desigur gradul de metamorfism al rocilor din zonă.

O insulă de cristalin mezometamorfic apare pe valea Cireșului, în butonieră, fiind alcătuită din paragneise biotito-muscovitice și șisturi sericito-cloritoase, cenușii-verzui, cu pirită diseminată în masa rocii. Cîteva filoane andezitice, precum și corpul banatitic din apropiere, afectează șisturile cristaline din această insulă.

Un alt petec de cristalin mezometamorfic, alcătuit din micașisturi și paragneise, apare pe valea Peșterii, de sub calcarele jurasice, ca efect al eroziunii. De asemenea, pe valea Maciovei, înainte de intrarea în sat, aflorează de sub depozitele sedimentare șisturi cristaline retromorfozate, cu un facies deosebit de celelalte. Acest cristalin este reprezentat prin filite cloritoase, șisturi sericitoase sau cuarțito-sericitoase, cuarțite feldspatice (metagresii) și metagabrouri, caracterizate printr-o culoare verzuie, datorită abundenței cloritului. Este probabil ca acest petec să fie un olistolit.

Relațiile dintre șisturile cristaline și formațiunile sedimentare sînt relații de transgresiune, cu excepția zonei nordice, între valea Fintînilor și valea Varniței, unde se observă raporturi tectonice de încălecare a șisturilor cristaline peste depozitele cretacic-superioare.

B. SEDIMENTARUL

Formațiunile sedimentare, din partea apuseană a bazinului Rusca Montană, s-au format, în mare parte, în timpul Mezozoicului (în timpul Jurasicului și Cretacicului) precum și în cel al Neozoicului. Primul ter-

⁵ D. Giușcă Arh. Inst. Geol., București.



men al depozitelor sedimentare aparține Liasicului inferior, peste care s-au depus rocile calcaroase ale Doggerului și Malmului, apoi, după o întrerupere în Cretacicul inferior, se inițiază un nou ciclu de sedimentare din Albian (?) până la sfârșitul Senonianului.

Depozitele jurasice află numai în extremitatea vestică a regiunii pe când cele cretacee ocupă cea mai mare suprafață, extinzându-se mult către E.

În partea centrală și nordică, depozitele cretacee sînt străpunse de un important corp banatitic și de apofizele acestuia, care le metamorfozează pe arii destul de întinse.

Formațiunile neozoice, care apar pe marginea de S și de SV. aparțin de fapt unei alte unități geologice — bazinul Caransebeșului — și sînt de vîrstă tortoniană, sarmațiană și pannoniană.

Formațiunile cristalofiliene, cele mezozoice și cele neozoice sînt acoperite, în mare parte, de o pătură de depozite cuaternare, care aparțin în mod predominant macrofaciesului deluvial și celui aluvial.

Jurasicul

1. *Liassicul inferior*

Cele mai vechi depozite sedimentare din regiunea studiată se întîlnesc pe culmea de la S de vîrfurile Runcului și au o dezvoltare foarte redusă, apărînd sub forma unei fișii înguste, pe aproape 1 km lungime.

Roca este un conglomerat cuarțitic, oligomictic, cu aspect masiv, compact și foarte dur, cu spărtură neregulată, de culoare albă sau alb-gălbui, alcătuit din elemente de cuarț alb-lăptos, slab rulat, care ating dimensiuni de 5 cm în diametru, frecvent însă cu diametrul sub 1 cm. Elementele componente sînt atît de abundente încît cimentul argilosilicios, micaceu, de abia se observă printre puținele goluri care rămîn între ele.

Pe verticală precum și lateral, se observă treceri la un conglomerat cuarțitic la care frecvența elementelor scade, ajungîndu-se uneori la tipul de gresii microconglomeratice, iar pe lîngă elementele de cuarț alb apar și rare elemente de gnaise și cuarțite cenușii.

Procese de alterare conferă conglomeratelor, în majoritatea cazurilor, o patină roșcată datorită oxizilor de fier.

În ceea ce privește poziția galeților se observă că aceștia se dispun, de obicei, cu axele lungi paralel cu stratificația și, totodată, cu linia probabilă a țărmlui.

Caracterul omogen al conglomeratelor, precum și dispoziția galeților, ne face să presupunem că s-au format în condiții de litoral marin, unde s-au păstrat numai galeții cei mai rezistenți la alterare.

Conglomeratul oligomictic, descris mai sus, are o grosime maximă de 50 m și ocupă o poziție geometrică între șisturile cristaline din fundament și calcarele masive, spatice, ale Doggerului.



Aprecierea vârstei este destul de dificilă deoarece ne lipsesc argumentele paleontologice. Apelînd însă la regiunile învecinate, atît la SV, în zona Reșiței, cit și la E, în bazinul Hațegului, constatăm asemănări izbitoare.

În zona Reșiței, Liasicul, în facies de Gresten, începe printr-un conglomerat grosier, foarte dur, format aproape în exclusivitate din elemente de cuarț, albicios la culoare (Răileanu et al., 1957; C. Boldur, Al. Boldur, 1962; Răileanu et al., 1961; Năstăseanu, 1963; Răileanu et al., 1964). Pe baza a două specii de plante (*Palyssia brauni* Schenk și *P. sternbergi* Nilsson), recoltate din aceste conglomerate la Doman, Semaka (1964) indică prezența Rhetului. Acest Rhetic este însă înglobat la Liasic (Răileanu et al., 1964), deoarece cu el începe un nou ciclu de sedimentare în zonă, începe transgresiunea rheto-liască, cum a fost denumită de Codarcea (1940).

În bazinul Hațegului, Liasicul îmbracă de asemenea un facies de Gresten și are în bază conglomerate și gresii cuarțitice, albicioase. Vîrsta acestora a fost apreciată ca fiind rheto-liasică de către Laufer (1925), pe baza unei bogate asociații floristice.

Avînd în vedere marea asemănare cu conglomeratele cuarțitice din regiunile amintite și faptul că deasupra lor am identificat calcare spatice, aparținînd Doggerului, opinăm pentru încadrarea la Liasicul inferior a conglomeratelor cuarțitice, oligomictice, de la S de vîrfurile Runcului.

2. Doggerul

Depozitele jurasice cu dezvoltarea cea mai mare le constituie calcarele masive, care se întîlnesc în partea vestică a regiunii studiate și aparțin Doggerului și Malmului.

Discordant pe șisturile cristaline sau pe depozitele liasice (fig. 2) se dispune un pachet de 20—40 m grosime, avînd aspectul de calcarenite cenușii-negricioase, spatice.

Calcarenitele sînt masive, compacte, cu o granulație grosieră, cu spărtură neregulată și cu vinișoare de calcit, uneori foarte frecvente, formînd rețele anastomozate. Pe suprafețele de alterație se observă frecvent corali, resturi de crinoide și rare secțiuni de bivalve (Pl. I, fig. 1). Caracteristică este prezența ramurilor de crinoide, mai închise la culoare decît calcarul, cu formă cilindrică, cu diametrul ce variază între 1—20 mm, prevăzute adesea cu un canal umplut cu mîl carbonatic fin (Pl. I, fig. 4). În cariera veche, de pe malul drept al văii Vălișorului, am întîlnit astfel de ramuri care ating 150 mm lungime.

Uneori fragmentele de crinoide sînt așa de abundente încît roca apare ca un calcirudit fin-mediu, în al cărui ciment carbonatic plutesc fragmente de calcit spat, negricios, rezultate din sfărîmarea crinoidelor, cu dimensiuni de 1—10 mm. Roca are aspectul unui adevărat encrinat.



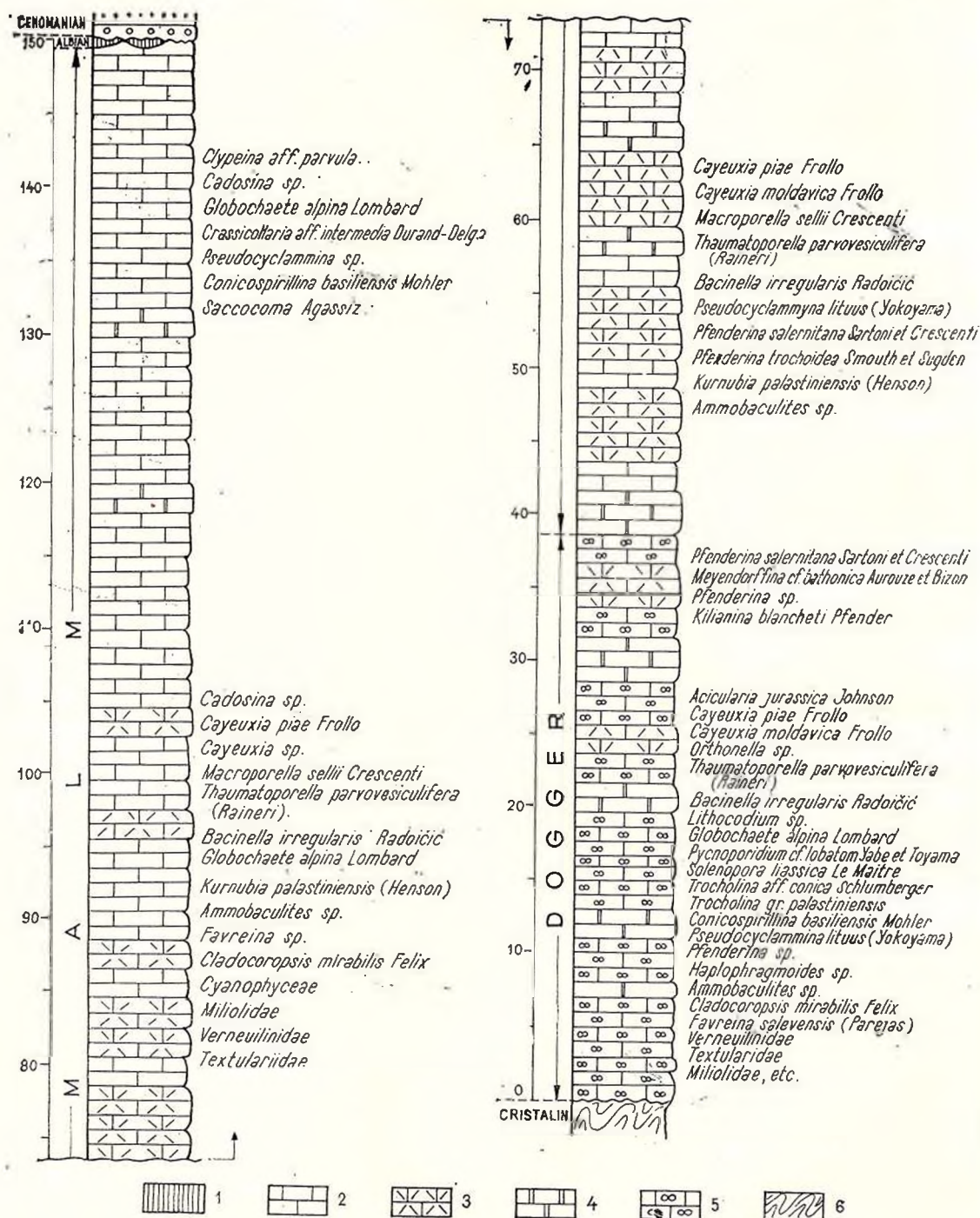


Fig. 2



În secțiuni subțiri se observă de obicei intraclaste și pelete („pellets“) frecvente, resturi de organisme calcaroase, oncolite și foarte rare fragmente de roci calcaroase, de șisturi cristaline, fluturași de muscovit și cuarț alb, angular (în special în nivelele bazale), prinse într-un ciment calcitic, care este format dintr-un mozaic de cristale spatice cu dimensiuni variate (Pl. II, fig. 2 ; Pl. III, fig. 1).

Intraclastele și peletele au o formă destul de variată, însă în mod obișnuit prezintă contururi eliptice și circulare. Dimensiunile intraclastelor variază între 0,15—2 mm iar cele ale peletelor sînt mai mici de 0,15 mm.

Intraclastele și peletele sînt alcătuite din carbonat de calciu criptocristalin, în cazurile cele mai frecvente. Uneori intraclastele prezintă o zonă centrală microcristalină sau au nucleu format din fragmente de roci sau de organisme (alge calcaroase, foraminifere, corali, moluște, echinide etc.), înconjurate de o peliculă de calcar criptocristalin.

Resturile de organisme aparțin algelor, foraminiferelor, corailor, briozoarelor, echinidelor (frecvente radiole), crinoidelor și, rar, lamelibranhiatelor și gasteropodelor. Trebuie să menționăm prezența a numeroase microoncolite sferoidale sau elipsoidale, considerate ca alge constructive propriu zise.

Aproape totdeauna cavitățile organismelor au fost umplute cu microcristale de calcit.

Algele, organisme constructoare foarte importante, suferă adesea o recristalizare rapidă ; se pot observa alge codiacee, de tipul *Thaumato-porella parvovesiculifera* (R a i n e r i), ale căror taluri înconjoară cristalele spatice de calcit (Pl. V, fig. 1) și prezintă chiar și ele un început de recristalizare sau sînt recristalizate în întregime (Pl. VI, fig. 1).

Tabloul cel mai frecvent, care apare la microscop, se înfățișează astfel : intraclaste mari, în jur de 1 mm diametru, oncolite și organisme fosile, de asemenea mari, avînd între ele numeroase intraclaste mai mici (0,15—0,30 mm), pelete (sub 0,15 mm diametru) și, mai rar, fragmente de organisme prinse într-un ciment de calcit spatic (Pl. II, fig. 2 ; Pl. III, fig. 1). Acest fel de structură se încadrează, după Folk (1959), în tipul de intrasparit peletifer, cu alge și foraminifere. Se întîlnesc însă și treceri la biopelsparit (Pl. III, fig. 1), în funcție de

Fig. 2. — Coloana stratigrafică sintetică a calcarelor recifale jurasice (Dogger-Malm) din partea vestică a bazinului Rusca Montană.

- 1, complex detrito-chimic (gresii roșii, limonite, bauxite) ; 2, calcilutite negre ;
- 3, calcare recifale cenușii ; 4, calcare dolomitice și dolomite ; 5, calcarenite recifogene spatice, cu oncolite ; 6, șisturi cristaline.

Colonne stratigraphique synthétique des calcaires récifaux jurassiques (Dogger-Malm) de la partie ouest du bassin Rusca Montană.

- 1, complexe détrito-chimique (grès rouges, limonites, bauxites) ; 2, calcilutites noires ;
- 3, calcaires récifaux gris ; 4, calcaires dolomitiques et dolomites ; 5, calcarénites récifogènes spathiques à oncolites ; 6, schistes cristallins.



variația dimensiunii și cantității constituenților, precum și structuri micritice, în care matricea este formată din calcit microcristalin.

Calcareenitele spatice, cu structură intrasparitică, s-au format în apropierea unui bioherm — fapt întărit și de prezența numeroaselor alge, care constituie biotopi peririfeeni — într-un mediu marin bine aerisit, agitat, cu valuri și curenți suficient de puternici să spele matricea mîloasă microcristalină. Sursa de material a constituit-o în special biohermul din apropiere care, sub acțiunea valurilor, a curenților și a organismelor litofage, a dat naștere la mîluri carbonatice, la pelete și intraclaste.

Calcareenitele spatice, întotdeauna cu o textură masivă, prezintă uneori zone larg dolomitizate, de formă lenticulară sau neregulată, în care se observă trecerea gradată de la calcare la dolomite.

Dolomitele sînt în general de culoare cenușie, masive, compacte, dure, recristalizate, cu luciu mătăsos în spărtură proaspătă. Prin alterare capătă un aspect ruiniform și formează o pulbere albă, caracteristică, alcătuită din cristale dolomitice, cunoscută sub numele de făină dolomitică.

În secțiuni subțiri se observă o structură în mozaic, alcătuită din cristale cu contururi neregulate sau cu habitus romboedric. Procesul de dolomitizare a desființat structura intrasparitică iar fosilele au fost și ele dolomitizate. Numai în dolomitele calcaroase se mai observă contururile organismelor sau ale intraclastelor.

Considerații asupra vîrstei. Deși s-au făcut cercetări de detaliu în zona calcarelor, nu s-a găsit pînă acum o macrofaună care să prezinte vreun interes oarecare în aprecierea vîrstei calcarenitelor descrise anterior. În afara fragmentelor de crinoide și a polipierilor izolați (de tip *Montlivaultia*), am întîlnit foarte rare secțiuni de lamelibranhiate, ce nu depășesc trei cm lungime. În plus, compactitatea și durtatea rocii constituie un impediment în separarea resturilor macrofosile.

Studiile microfaciale ne-au furnizat însă suficiente date pentru a aprecia cu destulă certitudine vîrsta calcarenitelor.

Probele au fost recoltate de pe două profile continui, foarte bine deschise pe niște vâi-torenți, valea Măgurii și valea Fierului, precum și din diverse zone de aflorare a calcarelor.

Cele două profile, situate în apropierea carierei de calcare Bănița, de lîngă Căvăran, la circa 500 m unul de altul, sînt foarte asemănătoare ca litologie și conținut microfacial, fapt pentru care vom apela numai la unul dintre ele : profilul vâii Fierului. Pe acest profil, peste micașisturi (fig. 3) se dispun calcarenite masive, cenușii, spatice, foarte diaclazate, care, la 0,5 m de la limita cu micașisturile, au un caracter spatic mai atenuat, iar la 1 m mai sus au un caracter detritic mai pronunțat și o culoare mai închisă. La 1 m pe vale în sus, calcarenitul are aspectul inițial, pe care îl menține pe cca 4 m lungime cu ușoare variații de culoare, apoi, pe o distanță de aproape 1 m, calcarul este ușor dolomit. Urmează din nou calcarenitele spatice precedente, pe

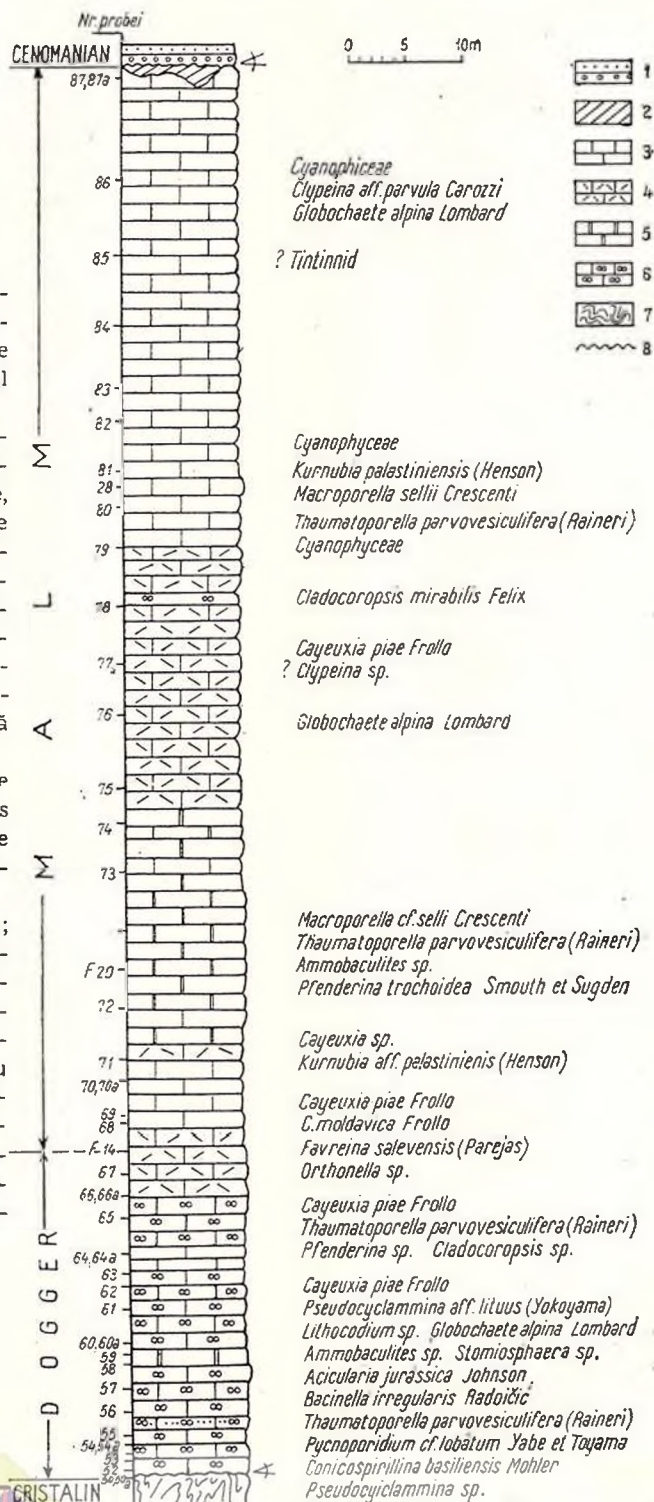


Fig. 3. — Coloana stratigrafică de detaliu a calcarelor jurasice de pe valea Fierului (bazinul Rusca Montană).

1, conglomerate și gresii; 2, complex detritochimic (gresii limonitice, limonit); 3, calcilutite negre; 4, calcare reci-fale cenușii sau albicioase; 5, calcare dolomitice și dolomite cenușii; 6, calcarenite cenușii; 7, șisturi cristalline; 8, discordanță unghiulară.

Colonne stratigraphique de détail des calcaires jurassiques le long de la vallée du Fier (bas-sin Rusca Montană).

1, conglomérats et grès; 2, complexe détrito-chimique (grès limonitiques, limonite); 3, calcilutites noires; 4, calcaires récifaux gris ou blanchâtres; 5, calcaires dolomitiques et dolomites grises; 6, calcarenites grises; 7, schistes cristallins; 8, discordance angulaire.



circa 7 m, apoi se întâlnește o intercalație de circa 2 m grosime, de calcar mai deschis la culoare, mai fin, cu caractere de calcilit. Calcarenitele apar din nou pe o distanță de 7 m, apoi se trece la un calcar cenușiu, ușor recristalizat.

Microfaciesul, în toată această secvență, este bogat în organisme reprezentate mai ales prin alge și foraminifere, din care am identificat forme de: *Acicularia jurassica* Johnson, *Solenopora liassica* (Le Maitre), *Pycnoporidium* cf. *lobatum* Yabe et Toyama, *Cayeuxia piae* Frollo, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Orthonella* sp., *Lithocodium* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Bacinella irregularis* Radoičić, *Globochaete alpina* Lombard, *Trocholina* sp. ex gr. *palastiniensis*, *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Pseudocyclammina* sp., *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Ammobaculites* sp., *Pfenderina* sp., *Miliolide*, *Textulariide*, *Cladocoropsis* sp.

În profilul văii Măgura apar, în afara formelor citate, următoarele fosile: *Trocholina* aff. *conica* (Schlumberger), *Flabellamina* sp., *Ammobaculites* cf. *aglutinans* (d'Orbigny).

Mai menționăm prezența de radiolari calcitizați, corali solitari, radiole de echinide, fragmente de lamelibranhiate și de gasteropode.

În cariera veche, de pe versantul drept al văii Vălișorului, din peretele ei sudic s-au colectat patru probe, din care două ne-au oferit numeroase specii de foraminifere valoroase din punct de vedere stratigrafic și anume: *Pfenderina salernitana* Sartoni et Crescenti (6 ex.), *Meyendorffina* cf. *bathonica* Aurouze et Bizon (3 ex.), *Kilianina blancheti* Pfender.

Probele s-au recoltat din calcare cenușii, fine, cu caractere de calcilitite, situate la partea superioară a calcarenitelor spatice. În secțiuni subțiri se observă o structură biomicritică sau biomicrosparitică (Pl. VII, fig. 2; Pl. VIII, fig. 2; Pl. IX, fig. 1).

După cum rezultă din tabelul 1, cele mai multe specii sînt citate începînd din Juristic inferior și mediu, însă multe dintre ele au o extindere mare pe verticală. Totuși există suficiente argumente pentru a atribui Doggerului calcarenitele în discuție pe baza speciilor *Meyendorffina* cf. *bathonica*, *Kilianina blancheti* și *Pfenderina salernitana*.

Meyendorffina bathonica, după Aurouze și Bizon (1958), Maync (1961) și Sartoni et Crescenti (1962), caracterizează Bathonianul, avînd o frecvență deosebită în Bathonianul superior (zona cu *Clydoniceras discus*). A fost citată în Bathonianul din bazinul Parisului, din Apeninii de sud, din Israel, precum și din Doggerul din Alpii superiori și din Alpii Maritimi. În Dinarizi, R. Radoičić (1966) indică însă intervalul stratigrafic al speciei *M. bathonica* între Bathonian superior și Malm inferior.

Kilianina blancheti este caracteristică pentru Bathonianul din Franța (Alpii de sus, Alpii de jos) de unde este descris holotipul, neo- și paratipul.



Pfenderina salernitana, în Apeninii Meridionali, apare în Bathonianul superior, unde formează o cenozonă, care-i poartă numele (Sartoni et Crescenti, 1962) și trece și în partea inferioară a Callovianului în cenozona cu *K. palastiniensis*.

În Dinarizi (Radoičić, 1966 ; Nikler et Socač, 1968) *P. salernitana* este citată începînd din Bathonian pînă în Malmul superior, cu

TABELUL 1

Răspîndirea stratigrafică a speciilor fosile întîlnite în calcarenitele din bazinul Rusca Montană

Numele speciei	Lias	Dogger		Malm	
		inf.	sup.	inf.	sup.
<i>Acicularia jurassica</i> Johnson					
<i>Solenopora liassica</i> Le Maitre					
<i>Pycnoporidium</i> cf. <i>lobatum</i> Yabe et Toyama					
<i>Cayeuxia piae</i> Frollo					
<i>Cayeuxia moldavica</i> Frollo					
<i>Thaumatoporella parvosiculifera</i> (Raineri)					
<i>Bacinella irregularis</i> Radoičić					
<i>Globochaete alpina</i> Lombard					
<i>Trocholina</i> aff. <i>conica</i> (Schlumberger)					
<i>Trocholina</i> sp. (grup <i>palastiniensis</i>)					
<i>Flabellamina</i> sp.					
<i>Pseudocyclamina lituus</i> (Yokoyama)					
<i>Megendorffina</i> cf. <i>bathonica</i> (Aurouze et Bizon)					
<i>Pfenderina salernitana</i> Sartoni et Crescenti					
<i>Kilianina blancheti</i> Pfender					
<i>Conicospirillina basiliensis</i> Mohler					

frecvență mare în Bathonianul superior și în prima parte a Malmului inferior (probabil Callovian).

În concluzie, calcarenitele spatice din baza calcarelor masive ale regiunii studiate, cu asociația microfacială care conține pe *M. cf. bathonica*, *K. blancheti* și *P. salernitana*, la partea superioară, revin Doggerului în întregime.

Faceisul calcaros spatic al Doggerului este menționat în multe regiuni din România, în special în Carpații Meridionali.



În zona Reșița o serie de autori (C. Boldur, Al. Boldur, 1962; Năstăsescu, 1963; Răileanu et al., 1964; Boldur et al., 1964; Boldur, Mihalache, 1964) indică existența unui facies calcaros-grezos spatice, pe marginile zonei, ale cărui resturi fosile atestă Bajorianul și Bathonianul.

La Dognecea, în cariera de pe malul drept al Birzavei, din calcarenitele spatice, foarte asemănătoare cu cele din zona noastră, Halavàts (1889) a citat, printre altele, resturi de *Entholium* sp. și de *Phylloceras* sp., genuri frecvente în depozitele doggeriene.

Calcarenite spatice, cenușii-negricioase, cu dolomitizări, se întîlnesc și în Măgura Brebului și la Valeapai; vîrsta lor a fost apreciată, pe baza asemănărilor petrografice, ca fiind jurasică (Dogger) (Codarcea, 1935; Năstăsescu, Boldur, 1964).

Calcarenite spatice, cenușii-negricioase, au fost întîlnite și în domeniul danubian (Platoul Mehedinți-Tismana-Jiu) (Codarcea, 1940; Drăghici, 1964; Mutihac, 1964; Pop, 1967; 1968), ele fiind atribuite tot Doggerului pe baza asemănării faciale și a superpoziției.

3. Malmul

Calcarenitele spatice trec pe nesimțite la un calcar mai fin, cu corali coloniali, iar dimensiunile granulelor scad spre partea superioară a masivului calcaros, astfel încît se ajunge la un calcilit a cărui finețe rivalizează cu cea a calcarelor litografice. Uneori se întîlnesc zone afectate de ușoare recrystalizări și chiar de dolomitizări intense.

Toate aceste varietăți de calcare, inclusiv cele din baza Doggerului, alcătuiesc un singur masiv, a cărui grosime este cuprinsă între 100—150 m.

Trecerile gradate dintre aceste tipuri cit și prezența zonelor dolomitizate la nivele diferite, întîmplătoare, împiedecă separarea cartografică a Doggerului de Malm.

Calcarele organogene recifale, cu colonii de polipieri, se întîlnesc de obicei în partea mediană a masivului calcaros precum și ca intercalații în calciliturile de la partea superioară. Ele au o culoare cenușie sau cenușie-negricioasă, textură masivă, sînt dure, compacte și prezintă o spărtură neregulată, așchioasă. Indivizii coloniilor de polipieri au o culoare mai deschisă decît roca și prezintă în secțiune transversală, contururi circulare cu diametrul cuprins între 1—10 mm, în mod obișnuit însă de 3—5 mm.

Uneori fenomenele de recrystalizare suferite imprimă rocii un aspect zaharoid, locul polipierilor fiind indicat, de obicei, prin prezența calcitului fin cristalizat, de culoare mai deschisă decît restul rocii; cînd recrystalizarea este mai intensă nu se mai observă de loc urme organice.

În secțiuni subțiri se observă o masă microcristalină, brună, în care apar zone cu polipieri sau rare foraminifere cu scheletul calcitizat și uneori diacaze umplute cu cristale de calcit. Este un biomicrit tipic,



în concepția lui Folk (1959), care prezintă uneori și fenomene de dolomitizare, mai ales a organismelor fosile.

Structura micritică pledează pentru geneza acestor calcare în zona unor bioherme, într-un mediu marin liniștit, fără valuri și fără curenți sau în prezența unor curenți de intensitate scăzută.

Calculutitele au de obicei o culoare negricioasă, sînt foarte fine, masive, dure, cu spărtură concoidală și sînt străbătute de numeroase vinișoare submilimetrice de calcit, care formează de obicei rețele foarte dese. Rareori se observă și secțiuni de lamelibranhiate, nedetașabile și improprii unei determinări.

Sub microscop se observă o structură biomicritică, reprezentată printr-o masă fundamentală de calcit microcristalin, de culoare brun-negricioasă, monoton și opac, în care se observă rare resturi organice: alge (în special *cyanoficee*), foraminifere, ostracode, etc. Caracteristică este prezența romboedrilor de dolomit, cu dimensiuni de 0,05—0,30 mm. răspinși neuniform în masa fundamentală de calcit microcristalin, cu o culoare mai deschisă decît fondul rocii, imprimînd acesteia o structură porfiroblastică (Pl. III, fig. 2). Acești romboedri indică un început de dolomitizare a calcarelor respective.

Caracterul de calculutite, cu structură biomicritică, pledează pentru un regim de depunere într-un mediu de ape calme, ferit de acțiunea valurilor și de curenți puternici. Milurile calcitice microcristaline, rezultate din precipitarea chimică și biochimică, s-au depus într-o lagună, izolată de restul mării prin bioherm. Izolarea nu a fost totală deoarece există indicații, date de puținele resturi organice (alge, foraminifere, ostracode, lamelibranhiate), că mediul era destul de bine aerisit. Faptul că în partea inferioară se găsesc calculutite intercalate în calcare reciproce este datorat mișcărilor de subsidență care condiționează migrarea pe orizontală a recifilor și, implicit, a zonei lagunare.

Procese de dolomitizare avansată au generat zonele dolomitice, care au în general forma unor corpuri lentiliforme în masa calcarelor, trecerea între calcare și dolomite făcîndu-se gradat.

Dolomitele, foarte asemănătoare celor din partea inferioară a masivului calcaros (Dogger), au o culoare cenușie sau albicioasă, textură masivă și se prezintă compacte, dure, cu alterația și pulberea albă ce le este proprie.

La microscop se observă o structură caracteristică de mozaic omogen, structura resturilor organice ajungînd să fie complet desființată. În stadiile intermediare ale dolomitizării se mai observă însă contururile organismelor.

În ceea ce privește geneza acestor dolomite, considerăm că au luat naștere prin dolomitizarea milurilor calcaroase. În favoarea acestei ipoteze pledează forma și dimensiunile variabile ale corpurilor dolomitice, prezența lor la niveluri diferite în cuprinsul masivului precum și existența romboedrilor de dolomit în masa calculutitelor.



Menționăm părerea bine cunoscută că recifii și depozitele recifale generează calcare care se dolomitizează ușor datorită conținutului inițial de magneziu. Acesta este acumulat de numeroase organisme și în special de alge, foarte frecvente în apropierea biohermului. Prezența romboedrilor de dolomit în calcilutite demonstrează că milurile carbonatice conțineau CO_3Mg în cantități variabile, uneori suficiente pentru a da naștere la dolomite.

Ținând seama de caracterele stratonomice și litologice, se constată că dolomitizarea s-a făcut la niveluri și în locuri diferite, afectând atât calcarenitele spatice cât și calcilutitele din partea superioară.

Considerații asupra vârstei. Primele aprecieri asupra vârstei au fost făcute de Schafarzic pe baza a două specii de corali găsite în această zonă: *Cladocora humilis* M. Edwards et Haime și *Calamophyllia compressa* d'Orbigny. Arătând că specia *C. humilis* este frecventă în Turonian iar a doua specie este citată în Neocomian, Schafarzic (1907) optează pentru vîrsta turoniană.

Macovei și Atanasiu, în lucrarea asupra Cretacicului din România (1934), sprijinindu-se pe observațiile lui Schafarzic, le acordă aceeași vîrstă.

Giuşcă et al., (1957), cercetînd cristalinul din vecinătate, presupune vîrsta titonică pentru calcare.

Studiile pe care le-am întreprins asupra acestor calcare au arătat un conținut sărac în fosile, în special cel al calcilutitelor. Macroscopic am identificat rare secțiuni de bivalve iar în secvențele recifale apar și corali.

La microscop calcilutitele arată de asemenea un microconținut sărac. Probele recoltate pe valea Fierului (fig. 3) precum și cele de pe văile: Măgurii, Seacă (afluent al Vălișorului), Peșterii, Oloanei etc. au indicat următorul microconținut floristico-faunistic: *Clypeina* aff. *parvula* Carozzi, *Cayeuxia piaa* Frollo, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Macroporella selli* Crescenti, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Bacinella irregularis* Radoiçi, *Globochaete alpina* Lombard, *Crassicollaria* aff. *intermedia* (Durand-Delga), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Pseudocyclammina* sp., *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Ammobaculites* sp., *Pfenderina salernitana* Sartoni et Crescenti, *Pfenderina trochoidea* Smouth et Sugden, *Kurnubia palastiniensis* (Henson), *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Favreina* sp., *Saccocoma* Agassiz.

La acestea se adaugă textulariide, valvulinide, ostracode etc., așa cum reiese și din coloana stratigrafică a Malmului (fig. 2).

La partea inferioară, unde predomină calcare recifogene cu corali, apar împreună cu *M. selli* și *K. palastiniensis* și speciile *P. trochoidea* și *P. salernitana*, ultima continuîndu-se din partea superioară a Doggerului.

În partea mediană, unde calcarele recifale încep să cedeze locul calcilutitelor, dintre formele mai importante cităm pe *M. selli*, *K. palastiniensis* precum și pe *G. alpina*. Forme mai frecvente de *G. alpina*



apar însă la partea superioară, însoțite de *C. aff. parvula*, *C. aff. intermedia* și *Saccocomma Agassiz*.

Această repartitie pe verticală este foarte apropiată de aceea dată pentru Apenini și Dinarizi, unde s-au făcut, în ultima vreme, intense cercetări microfaciale în calcarele jurasice și cretacice (tab. 2).

TABELUL 2

Răspîndirea stratigrafică a speciilor fosile întâlnite în calcilutitele din bazinul Rusca Montană (partea de vest)

	Lias	Dogger		Malm	
		inf.	sup.	inf.	sup.
<i>Clypeina aff. parvula</i> Carozzi					
<i>Cayeuxia piaa</i> Frollo					
<i>Cayeuxia moldavica</i> Frollo					
<i>Macroporella selli</i> Crescenti					
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (Raineri)					
<i>Bacinnella irregularis</i> Radoičić					
<i>Globochaete alpina</i> Lombard					
<i>Crassicollaria aff. intermedia</i> Durand Delga					
<i>Pseudocyclammia lituus</i> (Yokoyama)					
<i>Conicospirulina basiliensis</i> Mohler					
<i>Pfenderina salernitana</i> Sartoni et Crescenti					
<i>Pfenderina trochoidea</i> Smith et Sugden					
<i>Kurnubia palastiniensis</i> (Henson)					
<i>Cladocoropsis mirabilis</i> Felix					
<i>Favreina</i> sp.					
<i>Saccocomma</i> Agassiz					

În Apeninii sudici, Sartoni și Crescenti (1962) au reușit să stabilească o cenozonă cu *K. palastiniensis* iar în cadrul acesteia o subzonă inferioară cu *M. selli*. Pe baza faptului că această cenozonă este în continuitate de sedimentare cu cenozona cu *P. salernitana*, de vîrstă bathoniană, că suportă o altă cenozonă (cenozona cu *Clypeina jurassica*) de vîrstă kimmeridgiană și că conține pe *Ptygmatis nodosa* Voltz (Oxfordian-Kimmeridgian inferior) la partea superioară, autorii acordă cenozonei cu *K. palastiniensis* vîrsta callovian-oxfordiană. De altfel spe-



ciile *M. selli* și *K. palastiniensis* sînt citate de diverși autori aproape exclusiv din Malm.

În aceste condiții asociația noastră cu *M. selli* și *K. palastiniensis*, foarte asemănătoare cu cea din Apeninii meridionali și din Dinarizi, ne îndreptățește să presupunem că rocile calcareoase masive, de deasupra calcarenitelor spatice (Dogger), aparțin Malmului. Această ipoteză este întărită de prezența speciilor fosile *C. aff. parvula* și *C. aff. intermedia*, caracteristice Malmului superior (Kimmeridgian-Tithonic). La acestea se adaugă formele de *G. alpina* și *Saccocoma* (forme specifice faciesului cu „Lombardia” din Kimmeridgian-Tithonic), care apar în calcilitutele de la partea superioară, subliniind existența Malmului în întregime.

Concluzii asupra calcarelor jurasice. Carcarele jurasice, din regiunea cercetată, formează un pachet de cca 100 m grosime, au un aspect masiv și sînt alcătuite din calcarenite spatice în bază, din calcare recifale cu corali și din calcilitute, la partea superioară. La diverse nivele se întîlnesc lentile de dolomite.

În acest masiv am reușit să stabilim, pe baza microfaciesului, existența Doggerului și a Malmului care nu pot fi separate cartografic.

Varietățile de calcar, indicate mai sus, sînt legate de existența unor bioherme care au generat materialul calcaros. Într-o primă fază au luat naștere intrasparite peletifere cu alge și foraminifere, într-un mediu agitat, bine aerisit, cu valuri și curenți puternici. Ulterior mediul devine mai liniștit favorizînd dezvoltarea biomicritelor.

Caracterul uneori intercalat al calcarelor recifale cu faciesul recifogen pledează pentru mai multe etape în dezvoltarea recifilor și implicit în dezvoltarea faciesului recifal și a faciesului recifogen, în condițiile unor variații ale nivelului mării, determinate de mișcări oscilatorii cu caracter general de subsidență.

Cretacicul

1. Albianul ?

La finele Malmului regiunea se exondează și urmează o lungă perioadă de gliptogeneză pînă la începutul Cretacicului superior. Masivele calcareoase, supuse acțiunii agenților externi, au fost destul de puternic afectate, generînd numeroase forme de relief caracteristice carstului (doline, peșteri etc.).

Formele negative, depresionare, au favorizat acumularea unor depozite detrito-chimice alcătuite din gresii roșii, feruginoase, limonite și roci bauxitice. Aceste depozite apar sub forma unor corpuri lenticulare, la limita dintre calcarele masive și rocile grezoase ale Cenomanianului, fiind descoperite de eroziune în cîteva locuri și anume: pe valea Fierului, pe valea Măgurii, pe valea Seacă, la obîrșia văii Seci (Ceriul lui Bocicai), în culmea Sînovei, pe valea Iederii, pe valea Oloanei, în culmea Oloanei, în vîrfurile Runcului și în culmea Merișorului. La Ceriul lui Bocicai apare un minereu bauxitic, singurul de altfel, pe cînd în



celelalte aflorimente apar ferolite (minereu limonitic). Toate aceste iviri au fost explorate în perioada anterioară anului 1940, cu lucrări miniere ușoare (dezveliri și o galerie scurtă în punga bauxitică).

Roca bauxitică are o culoare brună, este fină, compactă, foarte dură și prezintă o spărtură așchioasă. La microscop se observă un fond de gel alumino-feros, amorf, brun-roșcat, rezultat prin precipitarea chimică, în care plutesc minerale alumino-feroase ca : diaspor (cel mai frecvent), gibbsit, anataz, leptoclorit și hematit.

Minereul feruginos, limonitic, are o culoare brună până la negru, prezintă o urmă maronie, este dur, compact, adesea cu mici cavități de alterare a limonitului și are o spărtură neregulată. Foarte frecvent este impurificat de adaosuri detritice, reprezentate prin paiete de muscovit și prin granule mai mici sau mai mari de cuarț, și are o culoare galben-brună. Adesea fracțiunea detritică devine mai frecventă sau chiar predominantă astfel că, din punct de vedere petrografic, sintem în prezența unor roci aparținând tipurilor de gresii feruginoase, fine sau groșiere, micafero, sau de microconglomerate feruginoase. Astfel de tipuri se întâlnesc în culmea Sinovei și în culmea Merișorului.

Trecerea de la lentilele ferolitice la orizontul microconglomeratic al Cenomanianului din acoperiș se face prin gresii feruginoase, fine, brun-roșcate.

Problema genezei depozitelor detrito-chimice, de tip ferobauxitic, din România, a format obiectul unor cercetări recente întreprinse de Papiu și Mînzatu (1969). Concluziile acestor cercetări infirmă vechea ipoteză a formării bauxitelor ca rezultat al unor procese de alterare reziduală a calcarelor din substrat. Autorii arată că materialul de origine al rocilor bauxitice (din munții Pădurea Craiului) îl formează rocile eruptive bazice sau chiar cineritele rocilor eruptive bazice, roci legate de activitatea eruptivă ofiolitică din Neocomian. În urma proceselor de solubilizare a ionilor de Al, Fe, Ti și de precipitare a lor în ape cu pH-uri ridicate, au rezultat bauxitele de tip Pădurea Craiului, denumite bauxite „autohtone“, de vîrstă neocomiană. O a doua categorie de bauxite este aceea a bauxitelor „allohtone“ sau „resedimentate“ (Papiu, Mînzatu, 1969), de vîrstă post-neocomiană, provenite din remanierea unor bauxite preexistente de tipul celor neocomiene din Pădurea Craiului. Acest tip de bauxite este menționat în regiunea Sohodol-Vidra și în bazinul Hațegului.

Depozitele detrito-chimice din partea de V a bazinului Rusca Montană par să aibe aceeași origine alohtonă ca și cele din bazinul Hațegului, cu care au o serie de analogii (petrografic, formă de zăcămint, poziție stratigrafică).

Complexul detrito-chimic cu bauxite, din bazinul Hațegului, a fost presupus ca fiind de vîrstă albiană (Murgeanu, Patrulius, 1960; Stilla, 1966⁶; Codarcea, Pop, 1968) datorită faptului că repau-

⁶ Al. Stilla Arh. Intrepr. Geol. Prosp. București.



zează atât pe calcarele Malmului superior cât și pe cele ale Cretacicului inferior (Barremian-Aptian) iar în acoperiș au întotdeauna gresiile grosiere ale Cenomanianului bazal.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor detrito-chimice din bazinul Rusca Montană, deoarece lipsesc argumentele paleontologice, am recurs la criteriul stratigrafic. Ținînd seama că aceste depozite stau pe calcarele Malmului superior și suportă gresiile grosiere și microconglomeratele din baza Cenomanianului, se poate aprecia că ele s-au format după Tithonian și înainte de Cenomanian. Acest interval poate fi restrîns la timpul albian, dacă se ține seamă că există o trecere gradată de la depozitele detrito-chimice la cele cenomaniene precum și o similitudine cu cele din bazinul Hategului.

2. Cenomanianul

După o îndelungată perioadă de exondare, la începutul Cenomanianului sau poate chiar în Vraconian, ca urmare a diastrofismului austriac, se instalează din nou mediul marin în bazinul Rusca Montană. Acest nou ciclu de sedimentare începe însă printr-o puternică transgresiune a mării cenomaniene, care acoperă o suprafață apreciabilă a uscatului din partea de SV a masivului Poiana Ruscăi. Apele mării cenomaniene depășesc cu mult vechile „granițe” ale mării jurasice. Într-adevăr, dacă între Căvăran și vîrfurile Runcului depozitele cenomaniene repauzează pe calcarele jurasice, începînd de la vîrfurile Runcului spre N, pînă la linia Polom, aceste depozite stau direct pe cristalin. Menționăm că aceleași depozite cenomaniene au fost întîlnite repauzînd pe cristalin și la E de regiunea cercetată, prin apropiere de localitatea Lunca Cernii.

Depozitele cenomaniene sînt alcătuite din conglomerate polimictice și gresii grosiere care trec către partea superioară la gresii mai fine, calcaroase, fosilifere (fig. 4).

Conglomeratele au elemente detritice mărunte, frecvent sub 1 cm diametru, care sînt prinse într-un ciment silicios, micaceu, cenușiu-gălbui. Elementele, bine rulate și cu o sortare redusă, au o natură foarte variată, fiind reprezentate prin cuarț, în mod predominant, gnaise, micașturi, cuarțite, șisturi clorito-sericitoase și filite, a căror origine trebuie căutată în cristalinelul de tip getic din vecinătate.

Microconglomeratele și gresiile grosiere (la care se trece de la conglomerate) sînt de culoare cenușiu-gălbuie, uneori au o patină roșcată datorită oxidizilor de fier, sînt foarte micacee, compacte, dure, adesea cu urme de plante incarbonizate sau chiar cu filme de cărbune. Pe Valea Strimbă s-au întîlnit intercalații de 0,20-0,70 m grosime. Uneori se observă și intercalații de gresii argiloase, cenușii, micacee.

Din punct de vedere textural, conglomeratele, microconglomeratele și gresiile descrise se prezintă ca strate sau chiar ca lentile de grosimi variate, adesea avînd aspect masiv datorită grosimii stratelor, care ating 4—5 m.



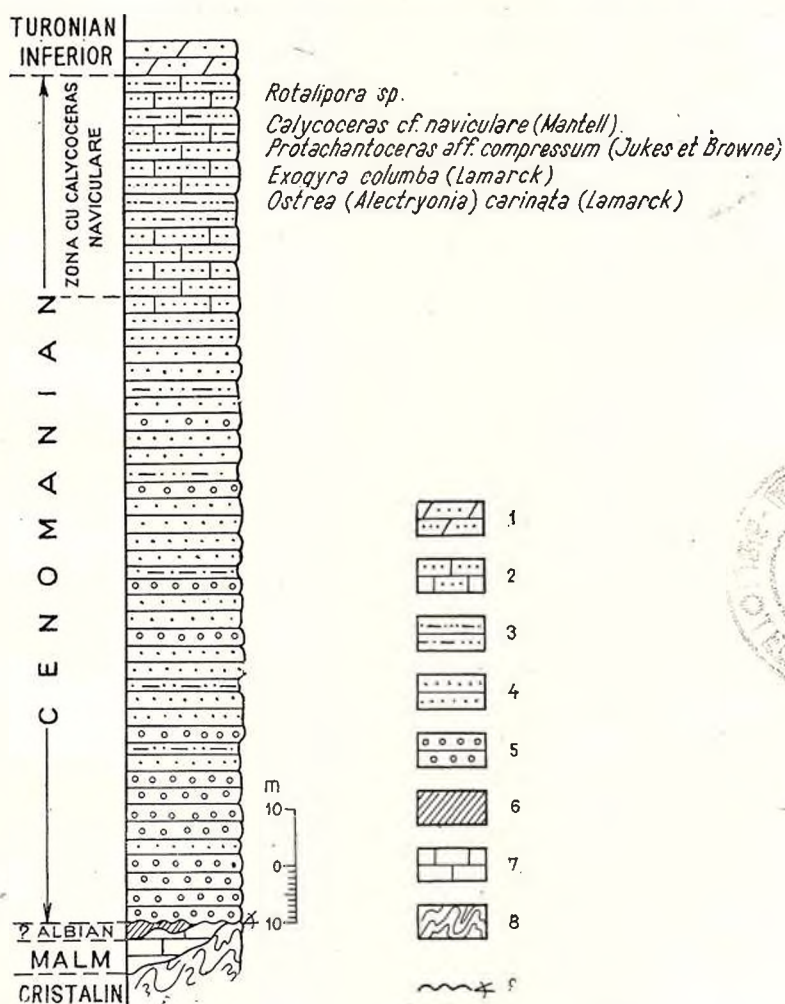


Fig. 4. — Coloană stratigrafică sintetică a depozitelor cenomaniene din partea vestică a bazinului Rusca Montană.

1, marnocalcare grezoase; 2, gresii fine calcaroase; 3, gresii argiloase; 4, gresii grosiere; 5, conglomerate silicioase; 6, complex detrito-chimic (gresii roșii, limonite, bauxite); 7, calcare masive recifale; 8, șisturi cristaline; 9, discordanță unghiulară.

Colonne stratigraphique synthétique des dépôts cenomaniens de la partie ouest du bassin Rusca Montană.

1, marnocalcaires gréseux; 2, grès finement calcaires; 3, grès argileux; 4, grès grossiers; 5, conglomérats siliceux; 6, complexe détrito-chimique (grès rouges, limonites, bauxites); 7, calcaires massifs récifaux; 8, schistes cristallins; 9, discordance angulaire.

Către partea superioară apar gresii cu granulație fină, cu ciment calcaros, cenușii-negricioase, în care s-a identificat un important nivel fosilifer, lumașelic, cu lamelibranhiate și gasteropode de talie mare. La microscop aceste gresii apar formate dintr-un material detritic reprezentat prin cuarț, feldspați sericitizați și corodați de calcit, fragmente de șisturi cristaline, lamele de muscovit și clorit, apatit, precum și frecvente fragmente de organisme reprezentate prin alge calcaroase de tipul *Lithophyllum* și *Lithothamnium*, foraminifere (*Rotalipora* sp., *Textularia* sp. etc.), brizoare și radiole de echinide. Toate aceste elemente sînt cuprinse într-un ciment calcitic criptocristalin.

În apropierea corpurilor banatitice depozitele cenomaniene au fost metamorfozate la contact și transformate în cuarțite cu slabe piritizări, diseminate în masa rocii sau ca plaje pe fisuri, pe diaclaze sau pe fețele de stratificație.

Caracterele litologice și stratonomice ale faciesurilor terigene cenomaniene, precum și fauna de la partea superioară a complexului, reflectă un mediu de sedimentare litoral-neritic de mică adîncime în Cenomanianul inferior și mediu și cu o profunzime ceva mai mare în Cenomanianul superior, cînd faciesul devine granulometric mai fin și apar condiții favorabile dezvoltării unei bogate faune de gasteropode și lamelibranhiate, la care se asociază rare exemplare de amoniți.

Faptul că nivelul fosilifer, lumașelic, a fost observat în mai multe locuri din bazinul Rusca Montană, la același interval, stratigrafic, ceea ce îi conferă calitatea de nivel reper, ne îndreptățește să afirmăm că în Cenomanianul superior s-a produs o uniformizare a condițiilor de sedimentare într-un mediu neritic cu o profunzime crescută față de Cenomanianul inferior și pe o arie relativ mare.

Complexul de roci detritice cenomaniene are o grosime care variază între 100 și 200 m.

Variațiile în grosime și variațiile litologice își găsesc explicația în existența unui relief precenomanian care a furnizat materialul clastic și a controlat în mare măsură distribuția neuniformă a acestuia în spațiu.

Conglomeratele și gresiile cenomaniene, descrise mai sus, se dezvoltă în partea de N și NV a regiunii cercetate, în simburile unei cute anticlinale precum și pe marginea bazinului. O dezvoltare apreciabilă o au în simburile anticlinalului Poieți-Varnița, începînd din valea Varniței spre V pînă în vîrfurile Poietii. De aici se urmăresc sub forma a două fișii, una la N, bordînd flancul sudic al sinclinalului pe de valea Sariceii, și alta spre SV, mîrginînd bazinul față de șisturile cristaline pînă în vîrfurile Runcului, cu o derivație pe valea Godeana. Mai departe, spre SV, depozitele cenomaniene înconjoară calcarele recifogene ale Jurasicului, mulînd relieful carstic al acestora, pînă în apropiere de localitatea Peștere. O mică apariție de Cenomanian se constată pe valea Maciovei, în apropiere de satul Maciova, depozitele fiind reprezentate



prin conglomerate polimictice, microconglomerate polimictice și gresii cuarțitice, cenușii-vineții, compacte, masive, foarte dure, care repauzează pe un petec de cristalin retromorfozat.

Considerații asupra vârstei. Primele informații asupra vârstei conglomeratelor și gresiilor descrise anterior le deținem de la Schafarzik (1907), care a citat două specii de exogire (*Exogyra decussata* Gold. și *E. ostracina* Lamck.) din valea Seacă, afluent stîng al văii Vălișorului. Pe baza acestor forme fosile și a datelor existente în literatură la acea vreme, pentru regiuni învecinate (bazinul Hațegului), Schafarzik consideră că depozitele de deasupra calcarelor recifale, care încep cu aceste conglomerate și gresii grosiere, aparțin Campanian-Danianului. Ca atare, primele depozite (conglomeratele și gresiile grosiere) ar fi în această concepție de vîrstă campaniană.

Cantuniar (1937), studiind partea centrală a bazinului, la E de regiunea noastră, emite ideea că conglomeratele silicioase cu elemente rulate de șisturi cristaline, de pe rama bazinului, ar marca începutul transgresiunii cenomaniene.

În cadrul cercetărilor noastre am identificat un nivel fosilifer situat la partea superioară a complexului detritic, în gresiile calcaroase cenușii-negricioase. Acest nivel, de 0,20—0,30 m grosime, poate fi considerat nivel reper deoarece a fost întîlnit în aceeași poziție stratigrafică în mai multe puncte din regiune: pe valea Vălișorului, pe valea Seacă, afluent drept al Vălișorului (punctul citat și de Schafarzik în 1907), pe valea Măgurii, pe valea Fierului, pe valea Iederii, pe Valea Strîmbă și pe culmea de la V de această vale.

La același nivel stratigrafic, bancul fosilifer a fost identificat și la E de regiunea noastră, pe valea Ruscăi la Polom și în Tilva Vîntului, în apropiere de Polom.

De obicei roca este foarte alterată și ca atare formele sînt prost conservate. Roca proaspătă, întîlnită rare ori la zi, este foarte dură iar formele fosile sînt atît de abundente încît cu greu detașezi una întreagă. Numărul cel mai mare de indivizi îl procură *E. columba* (Lamarck) care prezintă și o mare variație a dimensiunilor cochiliei, de la cele mai tinere și mai mici la cele mai bătrîne și mai dezvoltate.

Din bogata faună a acestui nivel fosilifer am reușit să identificăm pe: *Calycoceras* cf. *naviculare* (Mantell), *Calycoceras* sp., *Protachantoceras* aff. *compressum* (Jukes et Browne), *Exogyra columba* (Lamarck), *Ostrea* (*Alectryonia*) *carinata* (Lamarck), *Cyprina* (*Venilicardia*) cf. *obtruncata* Stol., *Arca* sp. ex gr. *carinata* Sow., *Janira* sp., *Lima* sp., *Pecten* sp., *Turritella* cf. *achantophora* Müller, *Actaeonella* sp., *Ortopsis* (*Pseudodiadema*) *granularis* Cotteau.

În secțiuni subțiri au fost observate foraminifere pelagice de tipul *Rotalipora* sp.

Fauna pe care o avem la îndemină ne permite să precizăm vîrsta complexului detritic, conglomeratic-grezos, descris anterior. Dintre formele citate o importanță deosebită o are *Calycoceras* cf. *naviculare* și *Protachantoceras* aff. *compressum*, care sînt fosile conducătoare pentru



Cenomanianul superior și au o largă răspîndire geografică. Ele se întîlesc atît în provincia mediteraneană cît și în cea indo-pacifică, fapt care permite corelări satisfăcătoare cu regiunile clasice ale Cenomanianului. Menționăm că specia *C. naviculare* caracterizează zona superioară a Cenomanianului din regiunile clasice.

Celelalte specii au o variație mai largă pe verticală, unele dintre ele fiind citate frecvent însă în Cenomanianul din diverse părți ale lumii (*E. columba*, *O. (A) carinata*, *T. achantophora*, *O. (P.) granularis*).

Avînd în vedere cele de mai sus se poate conchide că gresiile calcaroase, cenușii-negricioase, care cuprind nivelul fosilifer, au o vîrstă cenomanian-superioară.

Cît despre depozitele grezo-conglomeratice, care se află sub aceste gresii fosilifere ce ne-au furnizat date paleontologice, stabilirea vîrstei lor este mai dificilă. Totuși, avînd în vedere că între ele și gresiile fosilifere cenomanian-superioare există o trecere gradată, de la un ritm grosier bazal la unul din ce în ce mai fin, precum și faptul că ele marchează începutul unui nou ciclu de sedimentare, neocretacic, se poate presupune că aparțin Cenomanianului inferior. Astfel se pot paraleliza aceste depozite cu cele cenomaniene din bazinul Hațegului, care de asemenea au un caracter transgresiv și conțin faună numai în partea superioară, caracteristică tot pentru Cenomanianul superior. Desigur, caracterul transgresiv al Cenomanianului, în Europa îndeosebi, vine în sprijinul ipotezei noastre.

În concluzie, complexul conglomeratic-grezos din bazinul Rusca Montană, care este dispus transgresiv pe șisturi cristaline sau pe calcare jurasice și care are un nivel fosilifer la partea superioară caracteristic Cenomanianului superior, aparține etajului Cenomanian.

3. Turonian — Coniacianul

De la gresiile calcaroase, cenușii-negricioase, ale Cenomanianului superior, se trece pe nesimțite la marnocalcare grezoase, cenușiu-negricioase, fapt care face foarte dificilă trasarea limitei cartografice între Cenomanian și Turonian în absența nivelului cu exogire. În continuare se trece treptat la marnocalcare cenușii, roșii sau pătate iar către partea superioară apar și marne argiloase. Acest complex marnos prezintă asemănări cu marnele de Pläner din Germania (Dietze, 1960) și cu cele din Perșani (Pauliuc, 1968).

Marnocalcarele grezoase cenușii sau cenușii-negricioase, uneori pătate, sînt micacee, dure, cu spărtură așchiosă iar în secțiuni subțiri au aspectul unor „gaise” cu spiculi de spongieri, alcătuite din numeroși spiculi de spongieri, în mare parte calcitizați, și dintr-o cantitate redusă de material detritic, compus din rare fragmente de cuarț, rare lamele de muscovit, rare fragmente de feldspat și sporadic granați. Materialul organic și detritic este prins într-un ciment calcitic argilos.

Din punct de vedere stratonomic aceste roci se prezintă în strate decimetrice, adesea de 1-2 m grosime, iar textura paralelă este pusă în evidență de intercalațiile centimetrice cu rezistență mai scăzută la



eroziune (Pl. I, fig. 2). Această textură permite desfacerea în plăci (lespezi) de grosimi centimetrice.

În zona de trecere de la marnocalcare grezoase (gaïse) la marnocalcare tipice (fig. 5) apar intercalații centimetrice (3-30 cm) de silicolite, care provin din marnocalcare silicificate, cenușii-negricioase, foarte dure, diaclazate, cu calcit pe diaclaze. La microscop se observă o rocă cu fond calcitic silicificat, în masa ei apărând silice sub formă de calcedonie sau cuarț microcristalin și calcită microcristalină relictă. Se mai

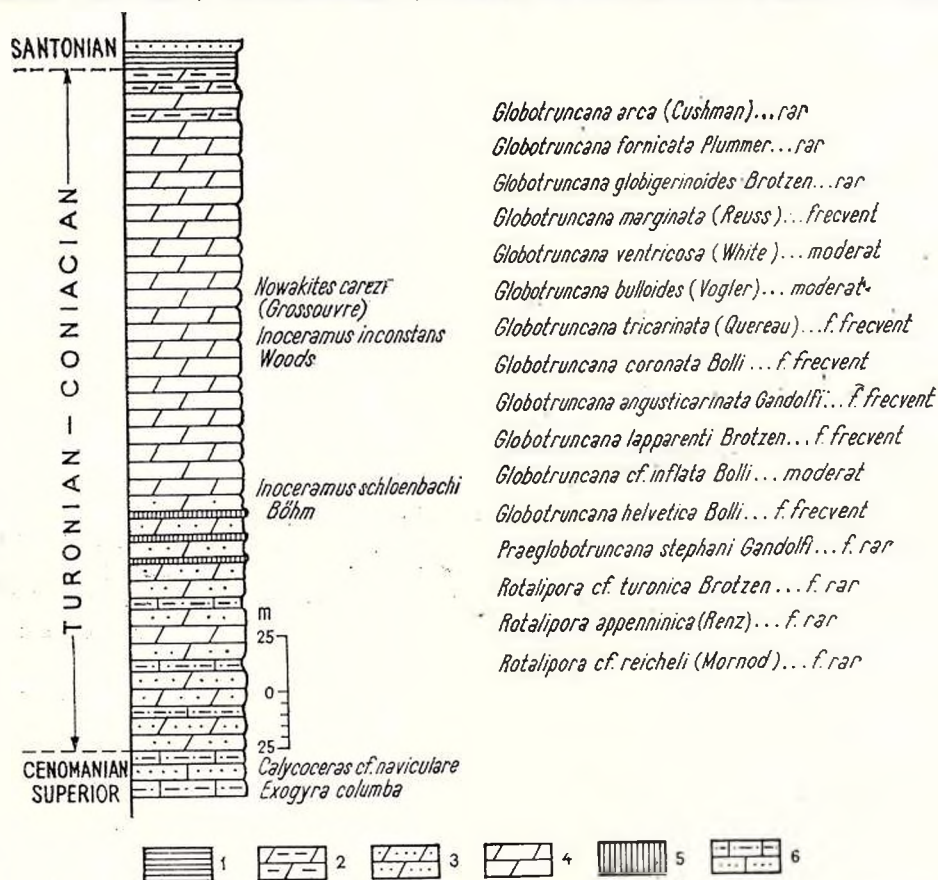


Fig. 5. — Coloană stratigrafică sintetică a depozitelor turoniene coniaciene din partea vestică a bazinului Rusca Montană.

1, argile; 2, marne argiloase; 3, marnocalcare grezoase; 4, marnocalcare; 5, silicolite; 6, gresii argilo-calcaroase.

Colonne stratigraphique synthétique des dépôts turoniens coniaciens de la partie ouest du bassin Rusca Montană.

1, argiles; 2, marnes argileuses; 3, marnocalcaires gréseux; 4, marnocalcaires; 5, silicolites; 6, grès argilo-calcaires.

văd rare urme organice care au fost substituite de calcedonie fibroasă. La varietățile mai puțin silicifiate se observă contururi de globotruncane bicarenate.

Marnocalcarele cenușii, cenușii-albicioase, roșii sau pălate sînt fin micacee, dure, conțin adesea prisme de inoceramii, o bogată microfaună, fucoide frecvente și se prezintă adesea frământate, strivite, cu numeroase oglinzi de fricțiune.

La microscop se observă un marnocalcar organogen tipic, cu un fond format din calcit microcristalin și argilă în care sînt prinse frecvente foraminifere (în majoritate globotruncane bicarenate), frecvenți spiculi de spongieri, rari radiolari și fragmente de cochilii de inoceramii. Ca material detritic apare sporadic cuarț angular, feldspat, muscovit și clorit. Varietățile roșietice își datorează culoarea unei intense pigmentări cu limonit.

Marnele argiloase, apariții intercalate la partea superioară, au culoare cenușie, sînt fin micacee și fac trecerea spre seria flișului de deasupra.

În zona de contact cu complexul banatitic, marnocalcarele au fost transformate în scarne, corneene rubanate și calcare recristalizate, cu piritizări. Asupra acestor fenomene și tipuri de roci vom insista într-un capitol separat.

Continuitatea de sedimentare, trecerea gradată de la roci cu granulație grosieră la roci cu granulație din ce în ce mai fină, denotă că mediul marin, litoral-neritic, instalat la începutul Cenomanianului, a continuat și în Turonian, însă, așa cum observăm în capitolul precedent, la sfîrșitul Cenomanianului, prin intermediul mișcărilor de subsidență s-a trecut treptat la un regim de sedimentare de adîncime din ce în ce mai mare, în care s-au depus sedimentele pelitice ale orizontului marnos. De remarcat prezența microritmurilor evidențiate de intercalațiile de gresie calcaroasă și marnocalcar (Pl. I, fig. 2), care, împreună cu celelalte caracteristici ale depozitelor turonian-coniaciene, indică schișarea unui șanț geosinclinal în această zonă.

Complexul marnos are grosimi cuprinse între 200-400 m.

Stratele prezintă frecvente ondulări, formează destul de des cute mici, secundare, fapt care conduce la o grosime aparentă mai mare. Aceste încrețituri au fost cauzate atît de presiuni tangențiale cît și de intruziunile banatitice, cu numeroasele lor apofize, care au boltit depozitele de deasupra.

Depozitele turonian-coniaciene au o extindere foarte mare în regiunea cercetată. Astfel, ele formează o fișie care începe din piriul Șoimului (limita de NE a zonei studiate) și se dezvoltă spre SV, ocupînd o suprafață destul de întinsă în bazinul superior și mijlociu al văii Vîrciorovei. În această zonă depozitele turonian-coniaciene sînt aproape în întregime metamorfozate de un important corp granodioritic și de apofizele lui.



În partea de N a regiunii, pe flancul intern al anticlinalului Poieți-Varnița, se dezvoltă o altă fișie a complexului marnos, care începe din valea Sariceii și se continuă spre E, fragmentată de câteva accidente tectonice, până în piriul Varniței.

O extindere apreciabilă o are Turonian-Coniacianul în partea de SV a regiunii studiate, unde acoperă depozitele cenomaniene până în apropiere de localitățile Căvărăn și Peștere.

Considerații asupra vârstei. În concepția lui Scharfartzik (1907), complexul marnos trebuie înglobat la Campanian, împreună cu cel grezo-conglomeratic de dedesubt, considerat de noi de vîrstă cenomaniană.

Date mai concludente asupra vârstei complexului marnos au fost citate în zona localității Rusca Montană (la E de regiunea noastră) unde Cantuniari (1937) paralelizează depozitele grezo-calcaroase cu faciesul de Gosau și citează, din marnele roșii de la Rusca Montană, pe *Rosalina linnei* (*Globotruncana lapparenti* Brotzen) ceea ce îl face să le considere de vîrstă senoniană (maastrichtiană?).

Mamulea (1955) remarcă, de asemenea, prezența globotruncanelor (nedeterminate specific) în depozitele marnoase din raza localității Rusca Montană, fapt care-l determină să le atribuie vîrsta senoniană.

Din aceeași serie marnocalcaroasă, Dinică (1964) a recoltat și determinat pe *Inoceramus* cf. *inconstants* Woods, specie caracteristică Turonianului superior-Senonianului inferior, și pe *Nowakites carezi* (Grossouvre), care caracterizează Coniacianul.

Cercetările din ultimii ani ne-au prilejuit recoltarea și determinarea altui lamelibranhiat important pentru precizarea vîrstei complexului marnos și anume pe *Inoceramus schlönbachi* Boehm. Stratigrafic, această specie a fost întîlnită sub nivelul cu *Nowakites carezi* (fig. 4).

I. schlönbachi este citat din marnele de Plăner (Germania) turonian-superioare, din Coniacianul inferior al Crimeii și Caucazului de N și din Turonianul superior și Coniacianul inferior din Munții Perșani.

În concluzie, pe baza acestor date atribuim complexului marnocalcaros, de tip Plăner, vîrsta turonian-coniaciană. Această vîrstă este confirmată și de microfaună care, spre deosebire de macrofaună, este foarte bogată.

Din numeroasele probe colectate am reușit să determinăm următoarea asociație microfaunistică :

<i>Rotalipora</i> cf. <i>reicheli</i> (Mornod)	f. rar
<i>Rotalipora</i> <i>appenninica</i> (Renz)	f. rar
<i>Rotalipora</i> cf. <i>turonica</i> Brotzen	f. rar
<i>Praeglobotruncana</i> cf. <i>stephani</i> (Gandolfi)	f. rar
<i>Globotruncana</i> aff. <i>renzi</i> (Gandolfi)	rar
<i>Globotruncana</i> <i>helvetica</i> Bolli	f. frecvent
<i>Globotruncana</i> <i>inflata</i> Bolli	moderat
<i>Globotruncana</i> <i>angusticarinata</i> Gandolfi	f. frecvent
<i>Globotruncana</i> <i>coronata</i> Bolli	f. frecvent



<i>Globotruncana lapparenti</i> Brotzen	explozie
<i>Globotruncana tricarinata</i> (Quereau)	explozie
<i>Globotruncana bulloides</i> (Vogler)	moderat
<i>Globotruncana ventricosa</i> (White)	rar
<i>Globotruncana marginata</i> (Reuss)	frecvent
<i>Globotruncana globigerinoides</i> Brotzen	rar
<i>Globotruncana arca</i> (Cushman)	rar
<i>Globotruncana fornicata</i> Plummer	rar

Prezența rotaliporelor și a globotruncanelor monocarenate (*P. stephani*, *G. helvetica*, *G. renzi*) în partea inferioară a complexului marnos pledează pentru vîrsta turoniană a acestor depozite.

Celelalte globotruncane (bicarenate), menționate în lista de mai sus, sînt citate frecvent din stratele senonian-inferioare (asociația *G. angusticarinata*-*G. coronata*).

O asociație foarte apropiată de a noastră a fost întîlnită de Ksiazkiewicz (1956) în Turonian-Coniacianul de la Bachowice (Polonia).

4. Santonian — Campanianul

Santonian-Campanianul este reprezentat printr-o serie ritmică, argiloasă-grezoasă, sub facies de fliș, care se dispune, în continuitate de sedimentare, peste marnele coniaciene. Trecerea la faciesul de fliș se face gradat, prin marne argiloase cenușii, sîstoase, friabile, cu rare intercalații de gresii cenușii, de 2—10 cm grosime. Această serie, sub facies de fliș, este acoperită în discordanță de depozite de molasă, fluviolacustre, verzui-roșcate.

Flișul santonian-campanian, din bazinul Rusca Montană (fig. 6), prezintă în general un facies mai fin (facies distal), fiind alcătuit în mod predominant din argile și argile marnoase în care se intercalează turbidite (gresii și, la partea superioară, conglomerate mărunte). Stratele de gresii, mai subțiri (2-10 cm grosime) și mai rare în partea inferioară a complexului, devin mai frecvente către partea superioară iar grosimea stratelor crește, ajungînd la 1 m, în detrimentul intercalațiilor argiloase care se reduc la cîțiva centimetri.

De obicei ritmurile sînt incomplete și numai la partea superioară a complexului se întîlnesc ritmuri complete cu microconglomerate cuarțitice în bază.

Limita inferioară a fiecărui ritm, între pelit și arenit, este întotdeauna bine conturată, precisă, iar pe suprafața inferioară a gresiilor se observă frecvent mecanoglife.

Caracterul granoclasat al sedimentelor este evident, adesea observîndu-se granoclasări repetate.

Argilele și argilele marnoase sînt de culoare cenușiu închis sau cenușiu deschis în stare alterată, sînt slab micacee și friabile iar uneori au concrețiuni calcaroase cenușii, dure. Ele conțin adesea fucoide mici, ramificate, de tip Chondrites, au rare urme de plante incarbonizate precum și urme de viermi. Stratificația este paralelă iar textura

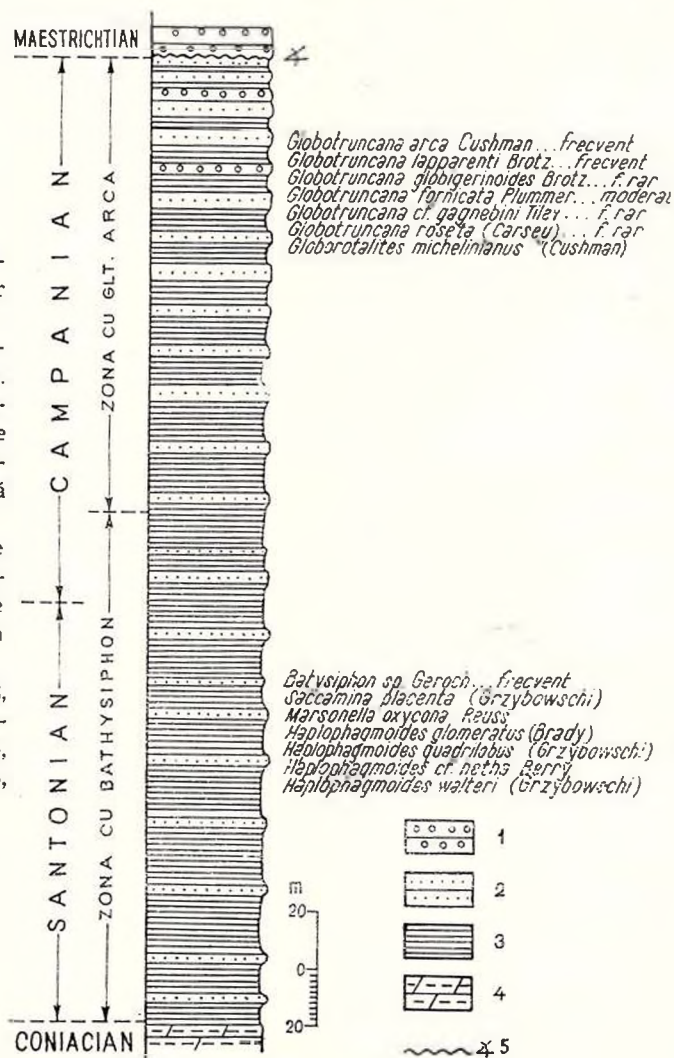


are aspect șistuos. În zonele de contact cu banatitele, argilele au căpătat un aspect satinat, ardeziform și prezintă proprietatea de a se desface în plăci.

Fig. 6. Coloana stratigrafică a depozitelor santonian-campaniene din partea vestică a bazinului Rusca Montană. 1, conglomerate; 2, gresii; 3, argile și argile marnoase; 4, marne argiloase; 5, discordanță unghiulară.

Colonne stratigraphique des dépôts santoniens-campaniens de la partie ouest du bassin Rusca Montană.

1, conglomérats; 2, gres; 3, argiles et argiles marneuses; 4, marnes argileuses; 5, discordance angulaire.



Gresiile, de culoare cenușie, sînt calcaroase, dure, cu bobul fin-mediu și au numeroși fluturași de muscovit, îndeosebi pe suprafața stratelor. Prin alterare accentuată aceste gresii devin gălbui și friabile. În masa gresiilor apar uneori urme de plante incarbonizate.

În secțiuni subțiri gresiile prezintă o structură psamitică ușor inechigranulară. Granulele au diametre cuprinse între 0,2 și 0,7 mm și sînt reprezentate prin cuarț, feldspat, fragmente de șisturi cristaline,

muscovit, biotit, clorit, granați (frecvent), apatit și, foarte rar, fragmente de organisme. Adesea se observă o granoclasare a particulelor componente. Cimentul este bazal, de natură calcaroasă, microgranular.

Din punct de vedere stratonomic aceste gresii se prezintă ca strate subțiri, de 0,02-0,20 m, către partea superioară atingând chiar 1 m, iar textura paralelă este evidențiată îndeosebi de intercalațiile argiloase de la partea superioară a complexului. Stratele de gresie se pot urmări pe distanțe destul de mari. Ele prezintă o laminație orizontală și uneori o laminație convolută.

La contactul cu banatitele, gresiile au căpătat o duritate foarte mare, au aspectul unor cuarțite și prezintă adesea pirită diseminată.

Microconglomeratele, care se întîlnesc de obicei la partea superioară a complexului flișoid, sînt alcătuite în mod predominant din elemente de cuarț alb, bine rulat, cu diametrul de 0,2-2 cm.

Dacă ținem seama de sărăcia de faună a acestor depozite argilogrezoase, de prezența urmelor de viermi și mai ales de caracterul uniform al turbiditelor, putem afirma că depozitele flișului santonian-campanian din bazinul Rusca Montană s-au format la o adîncime mai mare decît cea neritică, unde exista un echilibru permanent între stabilitatea fundului bazinului și depunerea sedimentelor. De asemenea, faptul că laminația gresiilor este orizontală, că stratele nu sînt deformate, că în general nu se întîlnesc aspecte care să indice o alunecare sau o rupere a stratelor, ne fac să credem că fundul mării a fost destul de slab înclinat iar după depunerea materialului arenitic nu s-au produs alunecări.

După cum am menționat mai înainte, pe suprafața inferioară a stratelor arenitice se observă în mod frecvent mecanogliffe și rareori biogliffe. Mecanogliffele au fost generate în special de acțiunea erozivă a curenților (mecanogliffe de eroziune „scour marks”) sau de acțiunea obiectelor transportate de curenți („tool marks”). Din prima categorie s-au întîlnit mecanogliffe lingviforme și mecanogliffe creste longitudinale iar din cea de-a doua grupă mecanogliffe de ciocnire și dragare (Pl. I, fig. 3).

Cîteva măsurători efectuate asupra mecanoglifelor indică un transport al materialului de la E către SV, oarecum paralel cu axul presupus al șanțului în care s-a depus flișul. Considerăm că este posibil ca acest transport să se fi efectuat și către V, în direcția insulei de Senonian de la Valeapai.

În ceea ce privește sursa materialului, se poate presupune că principalele arii sursă ale sedimentelor detritice, depuse în șanțul geosinclinal santonian-campanian, erau situate pe marginile acestui șanț și erau constituite din rocile cristalofiliene ale masivului Poiana Ruscăi. Este foarte probabil ca materialul detritic mai fin să provină din preluarea unor sedimente din zona răsăriteană, de către curenții longitudinali.

Considerații asupra vîrstei. Lipsa fosilelor în seria argilogrezoasă a flișului din bazinul Rusca Montană a determinat pe cercetători să alăture această serie marnocalcarelor și gresiilor cu exogire subiacente, considerate ca fiind de vîrstă campaniană (Schafarzick,



1907), sau să o trateze în asociație cu marnocalcarele (Mamulea, 1955) și să o considere ca un orizont superior, grezos, al Senonianului.

În 1964 am reușit să stabilim vârsta orizontului marnocalcaros subiacent și am apreciat că orizontul argilo-grezos, de tip fliș, aparține Senonianului superior.

Cercetările întreprinse în ultimul timp ne-au condus la rezultate interesante în ceea ce privește vârsta complexului de fliș. Acestea au fost prezentate pentru prima oară în sesiunea științifică a Institutului de Geologie-geografie al Academiei R.S.R., din 8 mai 1969 și se referă atât la flișul din bazinul Rusca Montană cât și la cel din bazinul Hațegului (Dincă et al., 1972).

S-au recoltat probe din stratele pelitice ale complexului argilo-grezos, de pe profile bine deschise, mai ales în zona de limită cu depozitele continentale de deasupra (orizontul detritic Ma_1), pe văile Tihobului și Macioviței precum și pe văile Ciocanului și Spișterului din raza localității Rusca Montană (la E de zona noastră).

Analiza micropaleontologică a acestor probe, efectuată de Maria Tocorjescu, a indicat următoarele :

— la partea inferioară s-a întâlnit un microconținut alcătuit în mod predominant din foraminifere aglutinante, cele pelagice (*G. lapparenti* Brotzen) aparînd cu totul sporadic. Asociația identificată este alcătuită din :

Bathysiphon sp. Geroch predominant
Saccamina placenta (Grzyb.)
Marssonella oxycona (Reuss)
Haplophragmoides glomeratus (Brady)
Haplophragmoides quadrilobus (Grzyb.)
Haplophragmoides cf. *hetha* (Berry)
Haplophragmoides walteri (Grzyb.)

— la partea superioară s-a stabilit o asociație diferită, constituită din foraminifere pelagice (globotruncane bicarenate) și rare foraminifere bentonice. Această asociație este formată din :

Verneullina limbata (Reuss)
Marssonella oxycona (Reuss)
Haplophragmoides walteri (Grzyb.)
Robulus münsteri (Roemer)
Nodosaria limbata (Reuss)
Gümbelina globosa (Ehrenb.)
Eponides bolli Cush. et Renz
Cyroidina girardana (Reuss)
Globotruncana arca (Cush.) frecvent
Globotruncana lapparenti Brotz frecvent
Globotruncana globigerinoides Brotz f. rar
Globotruncana fornicata Plummer moderat
Globotruncana cf. *gagnebini* Tilev f. rar



- Globotruncana roseta* (Carsey). f. rar
Globorotalites michelinianus (Cush.)
Pulvinulinella cretacea Debourle et Sacal

Predominanța unor specii din cadrul asociațiilor amintite mai sus a condus la denumirea celor două biozone astfel : „Biozona cu *Bathysiphon*“ la partea inferioară și „Biozona cu *Globotruncana arca*“ la partea superioară.

Prima biozonă, cu *Bathysiphon*, se poate paraleliza cu o asociație asemănătoare semnalată de Geroch (1960) în faciesul silezian al Cretacului din Carpații Nordici, care este plasată între seria de Godula și seria de Istebna. Cum aceasta din urmă este de vîrstă senonian-superioară, se poate atribui zonei cu *Bathysiphon sp. Geroch*, din regiunea cercetată, vîrsta santonian-superioară cu posibilitatea de a cuprinde chiar și începutul Campanianului.

Biozona cu *G. arca* este citată în partea sudică a Carpaților Orientali (Tocorjescu, 1963 ; Săndulescu, 1965 ; Neagu, 1968) și caracterizează intervalul Santonian superior-Maestrichtian inferior. Avînd în vedere că în asociația zonei cu *G. arca*, întîlnită în bazinul Rusca Montană, lipsește *G. angusticarinata* și *G. coronata* și apare sporadic *G. cf. gagnabini*, considerată ca începîndu-și existența în Campanian (Olsson, 1964), apreciem că depozitele flișului, care conțin asociația cu *G. arca*, sînt de vîrstă campaniană și că nu este exclus să cuprindă și ceva din partea inferioară a Maestrichtianului.

Se poate deci conchide că complexul argilo-grezos, cu caracter de fliș, din bazinul Rusca Montană, care cuprinde cele două biozone — cu *Bathysiphon* și cu *G. arca* — și se dispune în continuitate de sedimentare pe marnocalcarele turonian-coniaciene, este de vîrstă santonian-campaniană.

5. Maestrichtianul

Mișcările laramice de la finele Cretacului superior au determinat întreruperea evoluției șanțului geosinclinal și trecerea la alt stadiu de evoluție, tardigeosinclinală, de ridicare a uscatului Poiana Ruscăi, care are drept consecință instalarea faciesului de molasă. La scurt timp de la instalarea acestui nou stadiu de evoluție încep erupțiunile vulcanice, intermitente și inegale ca intensitate, ale căror lave și produse de explozie s-au sedimentat și consolidat în apele dulci ale bazinului. Astfel rocile piroclastice alternează cu roci terigene, care provin de pe uscatul din apropiere și s-au depus în perioadele de calm vulcanic relativ. De asemenea, în acest timp, au luat naștere turbării, care au condus la formarea lentilelor de cărbune, de șisturi cărbunoase sau de gresii cărbunoase.

În cadrul complexului molasic, constituit din depozite vulcanogen-detritice, s-au putut stabili, din punct de vedere litologic, mai multe orizonturi în cuprinsul bazinului : unele de origine terigenă, altele de origine vulcanică. Dezvoltarea lor maximă se întîlnește în partea estică



a bazinului Rusca Montană. În zona vestică, prezentată în această lucrare, apare numai partea inferioară a complexului amintit, care este reprezentat printr-un orizont detritic (Ma_1) și unul piroclastic (Ma_2).

Orizontul detritic (Ma_1). Formațiunea de fliș a Santonian-Campanianului este acoperită discordant de un conglomerat grosier, poligen. a cărui matrice calcaroasă are o culoare cenușiu-verzuie sau violacee și cuprinde elemente foarte variate ca natură și dimensiuni, elemente care provin din cristalinul din vecinătate și foarte rar din rocile sedimentare subiacente.

Elementele, de dimensiuni cuprinse între 1—70 cm diametru, sînt alcătuite din gnaise, cuarț alb, șisturi cuarțitice cenușii, șisturi sericito-cuarțitice, șisturi sericito-cloritoase, filite, calcare recristalizate, dolomite albe și cenușii, foarte rar marnocalcare cenușii, adesea cornificate, silicolite și chiar gresii calcaroase cenușii din depozitele sedimentare subiacente.

Gradul de rulare al elementelor este slab în partea inferioară, devenind mai accentuat către partea superioară a orizontului. De asemenea, dimensiunile elementelor descresc de jos în sus, trecîndu-se adesea la microconglomerate sau gresii grosiere sau chiar la gresii argiloase, violacee sau cenușii, cu ciment calcaros. Acestea se prezintă ca intercalații lentiliforme ce marchează tipul de stratificație oblică și încrucișată a conglomeratelor. Pe valea Ramna Mică am întîlnit o intercalație lentiliformă de cărbune șistos, cu o grosime maximă de 0,20 m, avînd în acoperiș și în culcuș o gresie cenușiu-verzuie. Această lentilă cărbunoasă este situată stratigrafic la partea superioară a orizontului detritic și se corelează cu nivelul cu cărbuni al acestui orizont, din raza localității Rusca Montană. Menționăm că pe flancul sud-estic al sinclinalului (zona Rusca Montană), orizontul detritic își schimbă faciesul trecînd de la depozite mai grosiere la depozite mai fine, arenito-pelitice sau chiar pelitice, cu cărbuni sau cu șisturi argilo-cărbunoase, care conțin resturi de plante, gasteropode și lamelibranhiate de apă dulce.

În ceea ce privește geneza conglomeratelor poligene grosiere, caracterile litologice și stratonomice și mai ales faptul că variația elementelor componente este funcție de fundamentul cristalin din apropiere, pledează pentru ipoteza că aceste depozite detritice grosiere s-au format în vecinătatea țărmlui. Uscatul Poiana Ruscăi era afectat de o mișcare epirogenică pozitivă (în faza laramică), ceea ce favoriza și chiar accelera eroziunea, mai ales în zona țărmlui, prin intermediul pîraielor și torenților. Produsele de dezagregare au fost transportate de torenți pe o distanță foarte mică. Din aceste motive gradul de rulare este destul de redus iar în apropierea rocilor carbonatice ale seriei epimetamorfice, de pe marginea de N a bazinului, întîlnim conglomerate alcătuite numai din elemente de calcare cristaline și dolomite cenușii-albicioase.

Culoarea roșie, predominantă, indică mediul oxidant în care s-au format rocile orizontului detritic iar trecerile la nuanțe verzui sînt efectul unui proces de reducere al oxizilor de fier ce a avut loc, în mai mică măsură, în bazinul de sedimentare.



Grosimea orizontului detritic (Ma_1) este în medie de 200 m, însă ea atinge circa 400 m. Această grosime mare, realizată într-o unitate de timp relativ mică, demonstrează un aport important de material detritic din zona uscatului învecinat (masivul Poiana Ruscăi), care se afla într-o fază de ridicare.

Depozitele orizontului detritic se întilnesc în partea răsăriteană a zonei cercetate, pe flancul intern al sinclinalului, sub forma unei fișii, de direcție sud-vestică, ce începe din pîriul Șoimului și dispăre în cursul inferior al văii Virciorovei, în zona teraselor Bistrei. Ele apar de asemenea, sub forma unei benzi discontinue, pe flancurile scufundării axiale a Alunului precum și în culmea Calovei. La N de acestea, pe zonele mai înalte ale culmii Cireșului există două petice mici de conglomerate roșcate. Cel mai nordic dintre acestea se dispune atît pe flișul santonian-campanian cît și pe marnocalcarele turnonian-coniaciene, fapt care vine în sprijinul ipotezei de discordanță stratigrafică a acestui orizont inferior al Maestrichtianului (Ma_1).

Orizontul detritic se mai întilnește pe rama nordică a bazinului, de-a lungul liniei de fractură Polom, între valea Fintînilor și valea Varniței. În această zonă însă orizontul detritic are un caracter deosebit și anume se prezintă sub aspectul unei brezii sedimentare cu ușoare trăsături de brechie tectonică, în zona contactului tectonic dintre sedimentar și cristalin.

Brecia are un caracter poligen evident, fiind constituită din diferite varietăți de roci epimetamorfice și, mai rar, mezometamorfice și sedimentare: sisturi sericito-cuarțitice, sericito-cloritice, cuarțitice, amfibolice, cuarț alb mobilizat metamorfic, calcare cristaline, dolomite albe și cenușii, marnocalcare roșii și cenușii cu globotruncane și gresii mai mult sau mai puțin grosiere. De obicei există o legătură între natura litologică a elementelor componente și cea a fundamentului cristalin sau sedimentar. Dimensiunile elementelor constitutive variază foarte mult de la 0,01 la 1 m, uneori chiar de ordinul a zeci de metri. Elementele mici și medii sînt colțuroase, subrotunjite sau, mai rar, rulate și se prezintă nesortate și cimentate haotic între elementele mari ale brechiei.

Toate aceste caractere ne amintesc de faciesul de Wildflysch și ne îndreptățesc să presupunem că brechia de pe rama nordică a bazinului Rusca Montană s-a format în imediata vecinătate a unui țărm abrupt, prin procese de dezagregare a rocilor, prin desprindere de blocuri din țărm, prin alunecare gravitațională și prin transport torențial al materialului alterat.

Orizontul piroclastic (Ma_2). Activitatea vulcanică din timpul Maestrichtianului a fost foarte intensă și intermitentă. Erupțiunile au furnizat mult material sub formă de cenușă vulcanică, piroclastite, precum și lave andezitice, material care a luat parte la alcătuirea rocilor acestui etaj în proporție de peste 60%. În perioadele de calm vulcanic s-au depus sedimente alcătuite, în mod predominant, din material



terigen, fapt reflectat în alternanța rocilor piroclastice cu cele detritice din regiunea estică⁷.

În partea apuseană a bazinului s-a întâlnit numai primul orizont vulcanic reprezentat prin roci piroclastice, legate de prima fază de erupțiuni, roci care se dispun discordant peste depozite mai vechi ca: depozitele orizontului *Ma*₁, depozitele santonian-campaniene, cele turonian-coniaciene sau chiar șisturile cristaline de pe rama nordică.

Rocile acestui orizont sînt reprezentate de obicei prin aglomerate vulcanice și brezii andezitice și, subordonat, prin tufite și gresii tufitice.

Aglomeratele vulcanice sînt alcătuite din elemente rotunjite și sub-rotunjite, cu diametrul între 1—10 cm. Elementele provin din andezite, din tufite și, subordonat, din șisturi cristaline sau calcare recristalizate, albe, zaharoide, adesea corodate de apele meteorice. Matricea acestor aglomerate este de natură tufitică, de culoare cenușiu-verzuie sau negricioasă.

Breziile andezitice sînt formate din elemente de andezite cenușiu-negricioase, cenușiu-albicioase și violacee, cu contur colțuros, neregulat și circular, uneori eliptic, puternic cimentate într-o pastă cenușiu-negricioasă sau brună, de aceeași compoziție. Microscopic, roca se caracterizează prin prezența, într-o masă microcristalină sau hialopilitică, de fragmente de roci eruptive cu structuri foarte variate, de la holocristaline echigranulare la structuri porfirice cu frecvente alveole tapisate cu clorite ferifere. Se observă chiar fragmente de șisturi cristaline sericitoase sau sericito-cuarțoase. Atît în matrice cît și în fragmentele de roci, feldspatul plagioclaz este ușor albitizat și sericitizat. Mineralele melanocrate sînt reprezentate de obicei prin piroxeni și, mult mai rar, prin hornblendă și biotit.

Breziile au un grad de compactitate și duritate foarte mare.

Tufitele sînt compacte, dure, cenușii-verzui și au în general aspect psamitic. La microscop se observă cristale de feldspat plagioclaz, slab albitizat sau caolinizat, cristale de cuarț de origine eruptivă cu conture angulare, piroxeni, pe alocuri cloritizați, rare cuiburi de calcit, lamele de biotit ușor cloritizat, fragmente de roci andezitice, adesea cu pasta pigmentată cu limonit, fragmente de șisturi cloritoase etc.

Gresiile tufitice au o culoare cenușie sau cenușiu-verzuie, sînt slab micacee și uneori devin argiloase, cu o friabilitate pronunțată. Ele reprezintă de fapt o trecere între rocile de origine vulcanică și cele terigene. Uneori au aspectul unor adevărate siltite, așa cum este cazul celor din bazinul inferior al văii Ohabei de la N de Oțelu Roșu. La microscop se observă, într-o matrice de cenușă vulcanică, criptocristalină, un material detritic format din fragmente de cuarț metamorfic, lamele frecvente de muscovit, uneori torsionat, sericit, clorit, precum și un material de origine eruptivă reprezentat prin feldspați plagioclazi, cuarț, piroxeni, hornblendă și lamele de biotit adesea cloritizate.

⁷ Al. Dincă, Lenuța Georgescu, D. Georgescu (1963), Arh. Inst. Geol. Geof. București.



Pe valea Rugului, în apropiere de vărsarea sa în Bistra, s-a întâlnit o intercalație de tufuri sudate, dure, fine, rubanate.

Întregul complex de aglomerate, andezite brecioase, tufite și gresii, este străpuns de corpuri banatitice și mai ales de apofizele acestora, ceea ce le conferă un grad de compactitate și o duritate mai accentuată decît în mod obișnuit.

Grosimea acestui complex ajunge la 400 m. El se dezvoltă foarte mult în partea de E a regiunii, unde ocupă o suprafață apreciabilă între pîrîul Șoimului pîrîul Rugului, rîul Bistrei și pîrîul Glimbocii. Ori-zontul piroclastic apare apoi în bazinul văii Calovei, în zona unei ondu-lații axiale, apoi ca un petic în culmea Calovei.

Apariții interesante ale acestui complex s-au identificat pe rama nordică, între valea Fintinilor și valea Varniței, sub forma a patru petice situate pe înălțimi. Aglomeratele și brechiile andezitice, care alcătuiesc aceste petice, se dispun atît pe sedimentar (Senonian) cît și pe funda-mentul cristalin, acoperind contactul tectonic dintre aceste terenuri.

Considerații asupra vîrstei. Depozitele continentale molasice din bazinul Rusca Montană au fost considerate de Nopcsa (1905) ca fiind paralelizabile cu cele daniene din bazinul Hațegului, care conțin resturi de dinosaurieni. Astfel, de la acea dată și pînă de curînd, toți cercetătorii au atribuit vîrsta daniană acestor depozite, în ideea că acest etaj reprezintă partea finală a Senonianului.

Studiile care s-au făcut în ultimile decenii pe întreg globul, multi-tudinea de date noi — paleontologice și mai ales micropaleontologice — au infirmat această idee, confirmînd ipoteza lui Grossouvre (1897), care considera că Danianul trebuie să facă parte din perioada terțiară, ca prim etaj al acesteia, și nu din perioada cretacică. Astfel s-a con-statat că, la sfîrșitul Maestrichtianului, atît microfauna cît și macro-fauna suferă importante modificări, care demonstrează existența unui prag bionomic între Maestrichtian și Danian. Acest prag este marcat, pe de o parte, de dispariția unor grupuri de animale care au jucat un rol considerabil în fauna erei mezozoice (globotruncanele, rugoglobigerini-dele, heterohelicidele costate, amoniții, belemnii, rudistii și inoceramii dintre nevertebrate și dinozaurienii dintre vertebrate) și, pe de altă parte, de apariția unor noi grupuri de animale (globigerinide, mamifere etc.), ce vor evolua și vor caracteriza epoca următoare.

Este precizat la ora actuală că Maestrichtianul marin, care cores-punde zonei cu *Scaphites* (*Hoploscaphites*) *constrictus* Sow., se termină odată cu biozona cu *Belemnella casimirovensis* Skol. (*B. arkhangelskii* Najdin), echivalentă cu biozona cu *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), respectiv cu biozona cu *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), întîlnite în diverse părți ale lumii, iar Danianul începe cu globigerinide de talie mică (*Globigerina daubjergensis* Bron., în spe-cial *G. pseudobulloides* Plummer, *G. trilocolinoides* Plummer, *G. stainforthi* Bronn. etc.), care formează o biozonă micropaleonto-logică considerată de cercetători ca prima biozonă a Paleogenului.



De asemenea, s-a stabilit (J e l e t z k y, 1966) că depozitele continentale cu dinozaurieni din America de Nord, cunoscute sub numele de „Stratele cu Triceratops“, sînt de vîrstă maestrichtian-superioară (probabil maestrichtian-inferioară pro-parte) și nu daniană cum au fost considerate anterior. J e l e t z k y pune în discuție și vîrsta depozitelor cu ultimii dinozaurieni, din Europa, care ocupă o poziție stratigrafică asemănătoare stratelor cu Triceratops însă argumentarea acestei idei suferă prin faptul că faunele de dinozaurieni, cunoscute în Europa, nu se pot paraleliza cu cele din America de Nord.

În Europa, depozite senoniene cu dinozaurieni se menționează în Spania, Portugalia, sudul Franței, Olanda, Austria și România.

În Spania (provincia Lerida), Olanda (Maestricht și Siechen) și Austria (faciesul de Gosau de la V de Wiener Neustadt) vîrsta maestrichtiană a stratelor este dată de fauna marină cu amoniți și rudisti. În sudul Franței și în România situația este mai dificilă deoarece sîntem în prezența unor depozite continentale din care lipsesc argumentele paleontologice necesare paralelizării cu stratotipul maestrichtian. Totuși faunele cu dinozaurieni din sudul Franței și din România (bazinul Hațegului) sînt comparabile cu cele din Austria, Olanda și Spania (L a p p a r e n t, 1947), ele avînd genuri și chiar specii comune, fapt care le conferă o vîrstă asemănătoare.

Cercetările de detaliu asupra formațiunii continentale și a formațiunii marine din patul acesteia în bazinele Hațegului și Rusca Montană, au permis stringerea unor date de ordin stratigrafic, litologic și paleontologic care au fost expuse în sesiunea de comunicări a Institutului de Geologie-Geografie al Academiei R. S. România, din 8 mai 1969. Cu acest prilej s-a precizat că formațiunea de fliș — care se găsește în patul depozitelor continentale — aparține Campanianului, pe baza asociației de globotruncane pe care o conține (*G. arca*, *G. cf. gagnebini* etc.).

În depozitele continentale, care conțin bogată asociație de dinozaurieni descrisă de N o p c s a (1899, 1902, 1905, 1915) și pentru care bazinul Hațegului a intrat în literatura geologică mondială, s-a descoperit și o floră interesantă, cu genuri și specii comune bazinelor Hațegului și Ruscăi Montane.

În raza localității Rusca Montană, din orizontul detritic s-a recoltat o asociație floristică predominantă de *Palmaceae*, care este alcătuită din: *Protophyllocladus polymorphus* (L e s k) *Palmophyllum longirachis* (U n g e r), *Credneria* aff. *spatiosa* H o l l i c k, *Equisetites* sp., *Phylites* sp.

În partea mediană a depozitelor fluvio-lacustre din bazinul Rusca Montană, pe valea Ciotorogului, s-a identificat o bogată floră de ferigi, reprezentată prin: *Asplenium* aff. *dicksonianum* H e e r, *Gleichenia zippei* (C o r d a), *Gleichenia nordenskiöldi* N a t h o r s t.

Asemenea ferigi au mai fost citate în faciesul de Gosau (U n g e r, 1867) și în Cretacicul superior din Boemia (V e l e n o v s k y, 1888). Menționăm că specia *G. zippei* este citată frecvent începînd din Cenomanian pînă în Senonian (G i v u l e s o u, 1966).



În partea estică a bazinului Rusca Montană, din orizontul superior cu cărbuni s-a citat o floră interesantă, de către Schafarzic (1908, 1912), de Cantuniari (1937) și de Givulescu (1966). Această floră fosilă este alcătuită din *G. zippei* (Corda), *Pandanites acutidens* Tuzson, *Jurania hemiflabellata* Tuzson, *Credneria purkynei* Vel. et Vin., *C. cf. tenuinervis* Hossins și *C. integerrina* Zenk., specii prezente în Cretacicul superior din Austria, Boemia și Germania (Harz și Westfalia).

În bazinul Hațegului (regiunea Denuş-Răchitova), din partea inferioară a complexului fluvio-lacustru, Mărgărit și Mărgărit au recoltat o floră asemănătoare cu aceea din bazinul Rusca Montană. Asociația floristică, determinată de Baikovskaia (1965), este reprezentată prin: *Asplenium foersteri* Debey et Ettingshausen, *Palmo-phyllum longirachis* (Unger), *Myrica primigenia* (Saporta), *Proteophyllum decorum* Vel., *Phylites* sp. Autoarea subliniază faptul că specia *P. decorum* și *A. foersteri* sînt larg răspîndite în sedimentele cretacic-superioare (*P. decorum*, în special, în Cenomanianul din Cehoslovacia) ceea ce a determinat-o să conchidă că depozitele de la Densuș, cu asociația floristică menționată trebuie să fie mai vechi decît Danianul.

Din analiza listelor de floră fosilă prezentate mai sus rezultă că flora fosilă din depozitele cu dinozaurieni are evidente trăsături cretactice, fiind caracterizată printr-un mare număr de ferigi, prin absența gimnospermelor, printr-o frecvență apreciabilă a angiospermelor monocotiledonate și prin numărul extrem de mic de angiosperme dicotiledonate (o floră de trecere de la cea mezofitică la cea neofitică, schimbare care s-a produs la limita dintre Cretacic inferior și Cretacic superior).

În concluzie, depozitele continentale molasice, care au în culcuș flișul campanian, ce conțin asociația de dinozaurieni, paralelizabilă cu cele de vîrstă maestrichtiană din vestul Europei și asociația floristică cu caractere cretactice, în lumina noilor concepții asupra limitei Cretacic/Paleogen, aparțin etajului Maestrichtian. În cadrul zonei studiate în această lucrare, ne situăm în partea inferioară a acestui etaj, fapt care ne-a determinat să notăm orizontul detritic cu Ma_1 iar orizontul piroclastic cu Ma_2 .

Neogenul

Rocile cretactice de pe marginea de S și SV a regiunii cercetate sînt acoperite transgresiv și discordant de depozite noi care aparțin Miocenului și Pliocenului. Din punct de vedere structural acestea țin de o altă unitate, de bazinul neogen al Caransebeșului cu ramura sa estică denumită grabenul Bistrei. Acest graben al Bistrei a luat naștere prin scufundarea zonei sudice a bazinului Rusca Montană și a sîsturilor cristaline ale masivului Poiana Ruscăi, de-a lungul unor fracturi, de direcție E—V, realizînd astfel legătura între bazinul Caransebeșului și bazinul Hațeg-Strei.

În cuprinsul depozitelor neogene s-au putut separa trei etaje și anume: Tortonian, Sarmatian și Pannonian.



1. Tortonianul

Depozitele tortoniene se dispun transgresiv pe un relief vechi, format din roci cretacice și din șisturi cristaline, constituind cel mai vechi termen neogen din bazinul Caransebeșului.

Un profil complet al Tortonianului îl oferă valea Maciovei, în partea nordică a satului cu același nume. Aici peste o mică apariție de gresii argilo-calcaroase turonian-coniaciene, se dispune, transgresiv și discordant, un nivel de conglomerate poligene cu ciment calcaros, care trece treptat la calcare fosilifere de tip Leitha.

Conglomeratele calcaroase poligene sînt alcătuite din elemente de șisturi cristaline (cuarț alb, gnaise, cuarțite), de roci cretacice ce se întîlnesc în apropiere (gresii, marnocalcare), și de eruptiv banatitic, cu dimensiuni cuprinse între 1—5 cm, rareori atingînd 20 cm. Uneori trec la microconglomerate și chiar la gresii grosiere, gălbui.

Calcarele de tip Leitha sînt alterate cavernoase, de culoare galben închis, cu aspect masiv, bogate în cochilii de lamelibranhiate și gasteropode și, mai rar, de corali coloniali și alge calcaroase (*Lithothamnium*).

Grosimea acestor depozite calcaroase atinge 50 m. Ele au fost observate începînd de la E de Maciova pînă în partea de N a localității Peștere.

Mai la E, către Oțelu Roșu, faciesul calcaros este înlocuit de un facies marno-argilos, care apare între valea Vîrciorovei și valea Glimbocii și este dispus transgresiv și discordant pe roci maestrichtiene de origine vulcanică (fig. 7).

Faciesul marno-argilos are în bază un nivel conglomeratic, slab cimentat, poligen, peste care se dispun marne argiloase, cenușii, friabile, micacee. Conglomeratele sînt constituite din elemente de șisturi cristaline (cuarț alb, cuarțite, rar gnaise, micașisturi, calcare cristaline) și din gresii și marnocalcare cretacice-superioare prinse într-o matrice argilomarnoasă. Uneori se observă treceri la microconglomerate sau la gresii mai mult sau mai puțin cimentate.

Fauna colectată din faciesul calcaros de pe valea Maciovei este reprezentată prin specii de lamelibranhiate și gasteropode, de cele mai multe ori sub formă de mulaje. Dintre speciile care au fost recunoscute menționăm : *Pecten (Flabellipecten) leythajanus* P a r t s c h, *Pectunculus (Axinea) pilosus* (M a y e r), *Corbula (Varicorbula) gibba* O l i v i, *Turritella (Archimediella) turris* B a s t., *Natica* sp., *Conus* sp.

Deși speciile sînt puțin numeroase, numărul indivizilor este uneori foarte mare. În trecut, tot din aceste calcare de pe valea Maciovei, S c h a f a r z i k (1907), citează două specii de moluște : *Pecten (Flabellipecten) leythajanus* P a r t s c h și *Turritella (A.) turris* B a s t.

Această asociație de faună, deși săracă în specii, este prezentă în mod frecvent, în depozitele tortoniene de pe teritoriul țării noastre (Lăpuțiu-Buituri, M o i s e s c u, 1955 ; Caransebeș-Mehadia, P o p 1957 ; Rugi-Delinești, S t a n c u, A n d r e e s c u, 1968 etc.) și este paralelizabilă cu aceea din regiunile clasice.

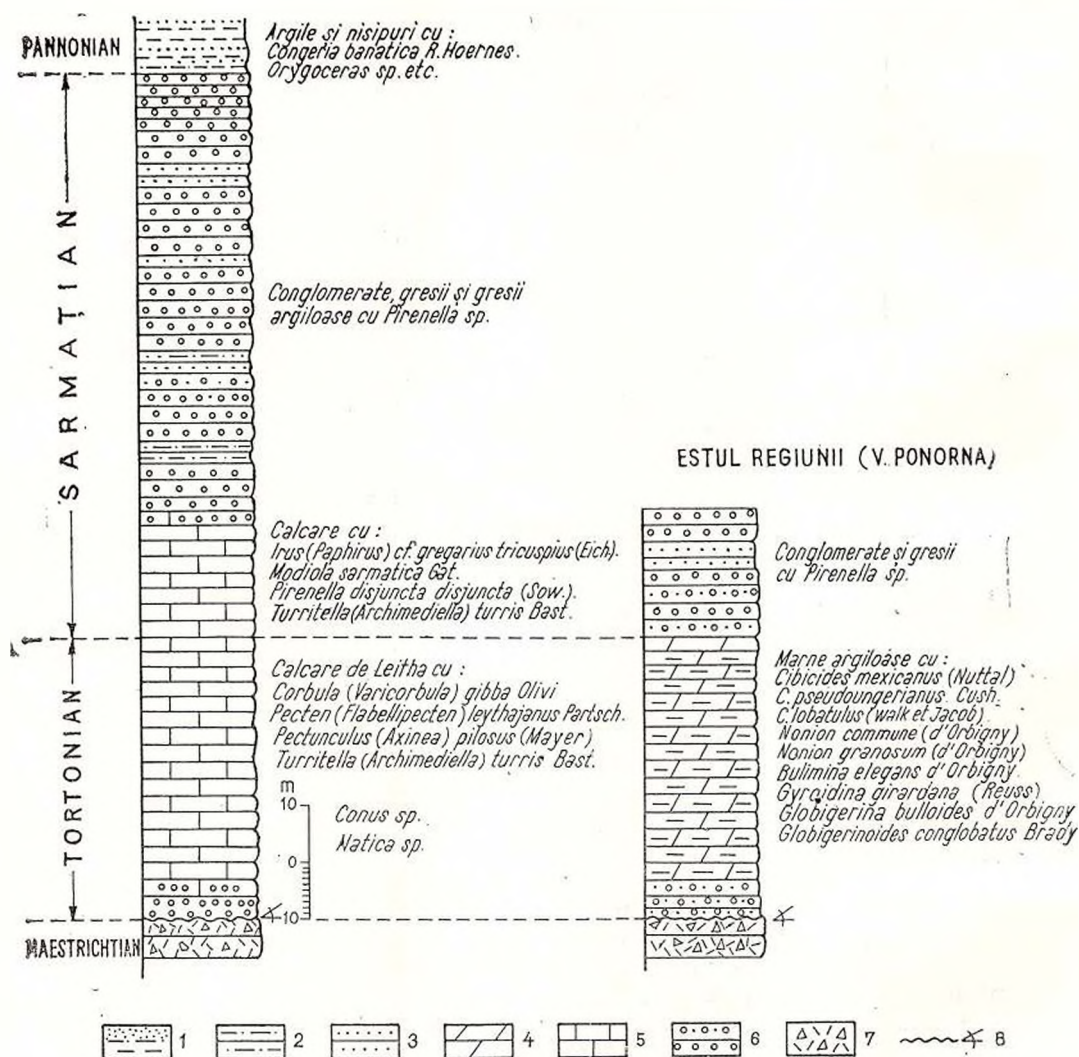


Fig. 7. — Coloană stratigrafică a depozitelor tortoniene și sarmațiene din partea vestică a bazinului Rusca Montană.

1, argile și nisipuri; 2, gresii argiloase; 3, gresii; 4, marne argiloase; 5, calcare; 6, conglomerate; 7, breccii andezitice; 8, discordanță unghiulară.

Colonne stratigraphique des dépôts tortoniens et sarmatiens de la partie ouest du bassin Rusca Montană.

1, argiles et sables; 2, grès argileux; 3, grès; 4, marnes argileuses; 5, calcaires; 6, conglomérats; 7, brèches andésitiques; 8, discordance angulaire.

Faciesul marno-argilos a fost întâlnit pe un pîriu, situat între valea Ramnei și valea Glimbocii, numit Ponorna, în apropiere de limita dintre versant și terasa inferioară a Bistrei. Aceste marne au furnizat un conținut microfaunistic reprezentat prin : *Cibicides mexicanus* (Nuttal), *Cibicides pseudoungerianus* Cush., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *Pullenia bulloides* d'Orb., *Nonion commune* (d'Orb.), *Nonion pompilicoides* (Fichtel et Moll), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Bulimina inflata* Sequenza, *Girodina girardana* (Reuss) *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides conglobatus* (Brady).

Asociația faunistică de foraminifere calcaroase, menționată mai sus, este caracteristică pentru Tortonianul superior, zona micropaleontologică T₂. Intrucît la partea inferioară a pachetului marnos se găsește un nivel conglomeratic, lipsit de fosile, considerăm că etajul Tortonian este reprezentat în întregime în regiunea cercetată.

Tortonianul, sub facies marno-argilos, cu conglomerate și gresii în bază, dispus de asemenea pe depozite vulcanogene de vîrstă maestrichitiană, a fost întâlnit de noi și la E (1968), pe Valea Mare (cca. 5 km E de Oțelu Roșu). Asociația microfaunistică determinată din aceste marne care caracterizează de asemenea Tortonianul superior, este însă mult mai bogată și cuprinde și speciile citate mai sus.

2. Sarmațianul

Pe valea Maciovei, la partea superioară a calcarelor tortoniene, s-a identificat un nivel cu ceriți. Este același calcar gălbui, cavernos, destul de dur însă, spre deosebire de cel tortonian, și foarte bogat în ceriți, adesea lumășelic. Trecerea de la Tortonian la Sarmațian este gradată, fapt pentru care delimitarea, din punct de vedere litologic, este foarte dificilă. Aceasta se poate face numai pe baza speciilor de *Pirenella* care apar subit în număr mare.

Deasupra calcarului se întâlnește un conglomerat poligen cu intercalații de gresii și gresii argiloase cu *Pirenella* sp. (fig. 7).

Conglomeratele, gălbui la culoare, au un ciment argilo-caolinos în care sînt prinse elementele de andezite alterate, uneori caolinizate, de cuarț alb, de gnaise și, mai rar, de gresii și marnocalcare din Cretacicul superior al regiunii. Elementele au diametrul variabil pînă la 20 cm, însă în mod frecvent acesta este cuprins între 2—5 cm. Uneori se trece la microconglomerate sau chiar la gresii, adesea argiloase, cenușii-gălbui, slab cimentate, în strate subțiri, cu rare cochilii de *Pirenella* sp.

Din calcarele cavernoase cu ceriți am recoltat cîteva specii de moluște care se găsesc mai mult sub formă de mulaje externe și interne și se desprind destul de greu datorită durtății calcarului. Formele fosile identificate sînt următoarele : *Irus* (*Paphirus*) cf. *gregarius tricuspius* (Eich.), *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium* sp., *Pirennella disjuncta disjuncta* (Sow.), *Hydrobia* sp.

Speciile menționate sînt caracteristice pentru Sarmațian, asociația respectivă fiind paralelizabilă cu zone învecinate (Tincova, Soceni, Slătina Timișului etc.), precum și cu zonele clasice ale bazinului euxinic.



Depozitele sarmațiene au o grosime de circa 100 m și se întind la E de valea Maciovei, pe o mică întindere, și la V de această vale, sub forma unei fișii înguste care apare de sub depozitele terasei Timișului pînă în apropiere de valea Vălișorului. Ele se leagă, foarte probabil, cu cele de la Tincova (Valea lui Radu), descrise de Schafarzic (1907), cu care sînt foarte asemănătoare atît litologic cît și paleontologic.

3. Pannonianul

Pannonianul se dispune în continuitate de sedimentare peste Sarmatian și ocupă o arie mult mai mare decît acesta.

Depozitele panoniene apar sub cele cuaternare, în partea de S și SV a zonei cercetate, începînd de la Oțelu Roșu pînă la Căvăran.

Litologic, Pannonianul este alcătuit din marne argiloase cenușii, fin micacee, cu intercalații centimetrice de nisipuri argiloase cenușii, micacee. Către partea superioară nisipurile devin predominante și prezintă intercalații subțiri, cimentate.

Datorită slabei consolidări în procesul de diagenază, rocile menționate sînt ușor friabile și au un grad de duritate foarte scăzut. Prin înmuiere, în contact cu apa, dau naștere la alunecări de teren, însă de mică amploare deoarece stratele sînt aproape orizontale iar relieful nu prezintă pante mari, favorabile alunecărilor de mai mare anvergură.

Depozitele marnoase-nisipoase, descrise mai sus, sînt sărace în faună. Doar pe valea Maciovei s-au întîlnit cîteva forme de : *Paradacna* sp., *Congeria banatica* R. Hoernes, *Radix* sp. Conținutul microfaunistic al unor probe recoltate de noi în 1962⁸ și analizate de laboratorul de micropaleontologie al IGPSMS, deși sărac, este reprezentat prin : *Valvata moesiensis* Simionescu, *Cypris candida* Müller, *Paracypris* sp., *Orygoceras* sp., Ostracode și fructificații de Chara.

Asociația microfaunistică pledează ca și macrofauna menționată, pentru vîrsta panoniană.

Din nisipurile panoniene, care apar în malul drept al Timișului, la S de Peștere, am recoltat o mandibulă de crocodilian, determinată de Marele Stan (IGPSMS) ca aparținînd unui *Gavialis* sp.

Din roci panoniene asemănătoare, de pe malul drept al Timișului, între Tincova și Căvăran, Schafarzic (1907) citează pe *Congeria banatica* R. Hoernes, *Cardium suessi* Barb., *Valenciennesia* sp. și *Orygoceras* sp., stabilind vîrsta panonian-inferioară pentru aceste roci.

Cercetările mai noi în bazinul Caransebeșului (Feru, Mihăilă, 1963; Huică, Stănoiu, 1964; Lubenescu, Pavnotescu, 1969 etc.) au adus numeroase date paleontologice ceea ce a permis stabilirea vîrstei panoniene a depozitelor care au umplut acest bazin, încadrarea lor în suita Pannonianului și paralelizarea cu zonele clasice.

⁸ A. I. Dincă 1962. Arh. Inst. Geol. București.



Lubenescu și Pavnotescu (1970), care au reușit să separe două orizonturi litologice, precizează pe baze paleontologice că vîrsta acestor depozite este pannoniană s.s. zona C+D.

Cuaternarul

Depozitele cuaternare au o extindere destul de mare și acoperă stratele neogene și cretacice, mai ales în partea de S și SV a regiunii cercetate. Ele aparțin teraselor Timișului și Bistrei, în mod predominant, și formațiunilor deluviale, proluviale și coluviale.

Macrofaciesul fluviatil cel mai răspîndit este reprezentat prin pietrișuri și nisipuri grosiere, care sînt dispuse orizontal peste stratele argilo-marnoase ale Pannonianului.

Pietrișurile sînt alcătuite din elemente de cuarțite și cuarț alb, cărora li se subordonează elemente de gnaise, micașturi și foarte rar roci eruptive banatitice sau cretacic-superioare.

Macrofaciesul fluviatil a fost întîlnit în cadrul următoarelor trepte morfologice :

— Terasa superioară, identificată în partea de SE a regiunii cercetate, la SE de Oțelu Roșu, pe malul stîng al Bistrei, la altitudinea de cca 300 m ;

— Terasa inferioară, care apare din zona orașului Oțelu Roșu, pe ambele maluri ale Bistrei, pînă în apropiere de Căvăran, comună riurilor Bistra și Timiș, are o altitudine de 250 m în E și coboară către V pînă la 190 m ;

— Șesul aluvial (lunca), care este bine dezvoltat pe văile Glimbocii, Ramnei, Vîrciorovei, Calovei și Maciovei.

Macrofaciesul deluvial se dezvoltă mai ales în partea de S a regiunii, la poalele colinelor, și atinge grosimi de ordinul zecilor de metri uneori. Depozitele acestuia sînt reprezentate prin argile nisipoase cu fragmente și blocuri din rocile dure ale fundamentului.

Macrofaciesul proluvial îl constituie depozitele din conurile de dejecție ale torenților, care apar îndeosebi în partea de S, la limita dintre coline și terase. Aceste depozite sînt alcătuite din roci nisipoase-argiloase, neconsolidate, cu frecvente fragmente și blocuri de roci dure, adesea ușor rulate.

Menționăm, de asemenea, depozitele de precipitație chimică, reprezentate prin tufurile calcaroase de pe malul stîng al Vălișorului. Acestea s-au format prin precipitarea CO_3Ca aflat în exces în apele izbucului ce apare din calcarele recifale din vecinătate.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor descrise mai sus, Feru și Mihăilă (1963) consideră terasa superioară de vîrstă pleistocenă și atribuie vîrsta holocenă celorlalte depozite.



C. ERUPTIVUL

În partea centrală și estică a regiunii cercetate sînt dezvoltate, pe o arie destul de întinsă, roci eruptive efuzive și intruzive, care au fost generate de un magmatism sialic subsecvent, în două faze denumite de Giușcă et al. (1966) astfel: faza magmatismului subhercinic (numit și subsecvent precoce de Ghițulescu și Borcoș, 1966) și faza magmatismului laramic (subsecvent epiorogenic).

Rocile eruptive din zona cercetată au constituit obiectul unor studii efectuate de Giușcă (1947), Gherasi, Ciornei, (1954), Dincă (1962, 1963), P. Zimmermann, V. Zimmermann (1962)⁹.

1. Magmatismul subhercinic

Fiind reprezentat prin produse piroclastice (brecii andezitice, aglomerate andezitice, tufite și gresii tufitice) și prin curgeri de lave andezitice interstratificate în depozitele de molasă ale Maestrichtianului. magmatismul subhercinic are un caracter preponderent explosiv.

În cursul inferior al văii Rugului și în culmea Rugului am întâlnit o intercalație de tufuri sudate în depozitele piroclastice, care au o textură rubanată caracteristică (benzi violet-deschis cu benzi brune), sînt dure și prezintă o spărtură așchioasă.

Studiul andezitelor din bazinul Rusca Montană, realizat de Pavelescu și Dimitrescu (1954) a pus în evidență șase variații de andezite: andezite piroxenice, andezite cu piroxen și amfibol, andezite amfibolice, andezite cu amfibol și biotit, andezite biotitice și andezite cuarțifere.

În zona cercetată și la E de aceasta, formele morfologice și chiar toponimia ne amintesc de existența unor conuri vulcanice (Ascuțita Scărișoara, Scărișoara, Ascuțita Mare și Ascuțita Mică).

2. Magmatismul laramic (banatic)

La scurt timp după faza magmatismului subhercinic, pe zonele de minimă rezistență, rezultate în urma mișcărilor laramice (sisteme de fracturi noi și fracturi vechi reactivate), s-au insinuat magme granodioritice care au generat o serie de corpuri cu forme și structuri complexe cu caracter subcrustal și, mai rar, abisal. Aceste magme au afectat atît depozitele sedimentare ale Cretacicului superior din bazin, inclusiv pe cele ale Maestrichtianului, cît și produsele piroclastice ale magmatismului subhercinic.

⁹ Giușcă D. (1947), op. cit. p. 5. Gherasi N., Ciornei P., (1954), op. cit. p. 3. Dincă Al. (1962) op. cit. p. 8. Dincă Al., Georgescu D., Georgescu Lenuța (1963), op. cit. p. 7. Zimmermann P., Zimmermann Voichița (1962), op. cit. p. 4.



Forma de zăcămint pare a fi un sfenolit major, înclinat spre SE, care este însoțit de numeroase corpuri neregulate și filoane ce apar îndeosebi în partea sud-estică a regiunii.

Cele trei corpuri principale, care aflurează, denumite Virciorova, Valea Pleșei și Lozna-Glăvanul, au o orientare generală NE—SV ceea ce ar reprezenta axul sfenolitului.

Corpurile intruzive menționate sînt alcătuite în general din granodiorite și prezintă, în mod frecvent faciesuri marginale porfirice sau chiar faciesuri granitice (valea Radului, Loznei și Glăvanului). Apofizele acestor corpuri sînt constituite de obicei din porfire granodioritice, andezite și rare ori din dacite. De asemenea se întîlnesc filoane de aplite, lamprofire și cuarț.

Corpul Virciorova, orientat NNE—SSV, se dezvoltă pe o lungime de circa 6 km, începînd din bazinul inferior al văii Virciorovei pînă în zona de obîrșie a acesteia. Corpul intruziv străpunge depozitele calcaroase ale Turonian-Coniacianului — pe care le-a transformat în scarne și calcare recristalizate — și stratele argiloase-grezoase ale seriei flișului santonian-campanian, transformate adesea în corneene.

Corpul Valea Pleșei, care aflurează în partea de SV a corpului precedent, este de dimensiuni mult mai mici și străpunge depozitele calcaroase ale Turonian-Coniacianului, pe cele ale flișului santonian-campanian și pe cele tufitice ale Maestrichtianului.

Corpul Lozna-Glăvanul este orientat către NE și începe din bazinul superior al văii Virciorovei, cu o ramură vestică și una estică, și se continuă spre NE în bazinul văii Loznei, pînă dincolo de pîriul Glăvanului și Varniței. Depozitele pe care le străpunge sînt de obicei cele grezoase ale Cenomanianului, pe care le-a transformat în cuarțite sau corneene. În partea sud-estică a corpului banatitic rocile afectate sînt cele calcaroase ale Turonian-Coniacianului, pe care le-a transformat în scarne și le-a mineralizat cu pirită, magnetită sau sulfuri complexe (valea Glăvanului).

3. Considerațiuni asupra chimismului și vîrstei eruptivului

Studierea numeroaselor date analitice despre chimismul rocilor banatitice din România a condus pe Giușcă, Cioflică și Savu (1966) la o serie de concluzii interesante asupra evoluției magmelor banatitice și a caracterelor acestora. Astfel, s-a constatat că aciditatea banatitelor din munții Poiana Ruscăi variază în limite destul de largi ($47,05\text{—}64,96\%$ SiO_2) ca și în restul Provinciei banatitice iar conținutul de Na_2O este de $6,23\%$, puțin mai scăzut decît în Banat și ceva mai ridicat decît cel din munții Drocea și Vlădeasa.

Concluzia la care au ajuns Pavelescu (1958) și Giușcă et al. (1966) asupra rocilor eruptive banatitice din munții Poiana Ruscăi, inclusiv al celor din bazinul Rusca Montană, este apartenența acestora la magme alcali-calice (pacific) și anume, în mod predominant, la tipurile granodioritice.



Asemănarea izbitoare a chimismului sialic calco-alkalin al rocilor eruptive subhercinice cu al celor laramice pledează pentru ideea că ambele faze magmatice au fost parțial alimentate din aceleași surse magmatice anterior formate (Ghițulescu, Borcoș; 1966).

Cît privește succesiunea punerii în loc și vîrsta acestor roci eruptive, este bine stabilit că într-o primă fază, localizată ca timp în Maestrichtian, s-a pus în loc eruptivul subhercinic, cu caracter predominant exploziv. Ulterior în Paleocen, s-a insinuat o magmă granodioritică pe zonele de slabă rezistență, formate în timpul mișcărilor laramice, magmă care s-a consolidat fie la adîncime mică, fie în zone mai profunde, străpungînd atît rocile turonian-maestrichtiene cît și rocile eruptive din faza subhercinică.

D. ZONA DE CONTACT

Magmatismul banatitic, în special cel intruziv, a determinat o serie de procese metamorfice care se manifestă atît în rocile din jurul corpurilor eruptive cît și în rocile eruptive (metamorfism exomorfic și endomorfic).

Din punct de vedere economic sînt interesante zonele de contact dintre marnocalcarele turonian-coniaciene și intruziunile banatitice, zone în care s-au format scarne mineralizate cu oxizi de fier și sulfuri complexe.

1. Metamorfismul de contact exomorfic

În jurul rocilor banatitice, îndeosebi al celor intruzive, a luat naștere o aureolă de contact divers dezvoltată. Factorul care a acționat în mod esențial la transformarea rocilor sedimentare, din regiunea cercetată, a fost temperatura, la care s-au adăugat — în unele zone — și soluțiile hidrotermale.

Astfel rocile sedimentare, grezo-conglomeratice, din apropierea corpurilor eruptive, s-au transformat în cuarțite cenușii sau albicioase și corneene, uneori rubanate, în masa cărora apar adesea impregnații fine de pirită și calcopirită, foite de biotit, cristale răzlețe de epidot sau chiar granați.

În aceste tipuri de roci se păstrează destul de frecvent textura inițială a rocii fapt pentru care se pot identifica cu destulă ușurință rocile care stau la origine și ca atare se poate preciza etajul căruia îi aparțin.

Cuarțitele au o mare dezvoltare în bazinul văii Lozna și aparțin de regulă Cenomanianului iar corneenele au o dezvoltare apreciabilă în bazinul mijlociu și superior al văii Virciorovei, precum și pe valea Glăvanului, pe valea Varniței și pe valea Alunului.

În ceea ce privește marnocalcarele din apropierea corpurilor banatitice, acestea au suferit un proces de transformare mai intens, generînd



calcare recristalizate sau scarne cu minerale de neoformație (granați, diopsid, epidot etc.).

Procesul de schimb între magma bogată în Si_2O și Al_2O_3 și rocile sedimentare din jur, cu un conținut variabil de Ca și Mg, a fost variat ca intensitate și asociații mineralogice, fapt care este ilustrat în variațiile de scarne întâlnite. Cele mai frecvente sînt scarnele de culoare alb-verzuie, dure, masive, cu granați și piroxeni, care se întîlnesc în cursul mijlociu și superior al văii Vîrciorovei, în bazinul inferior al văii Godenei, pe valea Mijlocinei, pe valea Radului, pe valea Glăvanului și pe valea Varniței. De asemenea, s-au întîlnit scarne epidotice pe văile Vîrciorovei, Mijlocinei, Godenei, Varniței, Glăvanului, pe pîriul Țiganului ș.a. Aceste scarne cu epidot s-au format într-o fază mai tîrzie a procesului de metasomatoză, piroxenii și amfibolii fiind complet înlocuiți.

În unele zone (cursul superior al văii Vîrciorovei, valea Radului, zona vîrfului Ascuțita Mare spre văile Glimbocii și Glăvanului, pîriul Țiganului, Ogașul Rău) s-au produs concentrațiuni hidrotermale de magnetită, hematită, pirită, calcopirită, galenă și blendă, care se întîlnesc ca filonașe, cuiburi, impregnații și vinișoare de minereu. Ca produse secundare s-au format malahitul și azuritul, apariții sub formă de cruste reniforme la suprafață sau pe fisurile rocilor.

Mineralizația a fost cercetată prin lucrări miniere de explorare, atît înainte de anul 1900 cît și mai recent (perioada 1945—1963), de către ACEX și ISEM, în zonele văilor Vîrciorovei, Radului (zona vîrfului Ascuțita Mare), Varniței, Țiganului și Glăvanului, însă rezultatele au fost destul de modeste.

Rocile sedimentare prezintă fenomene de contact la distanțe destul de mari de corpurile banatitice, ceea ce ne indică existența, în profunzime, a unui corp intruziv mare, dezvoltat către SE, care a influențat depozitele de deasupra.

2. Metamorfismul de contact endomorfic

Fenomenele endomorifice au fost foarte intense în cuprinsul rocilor eruptive intruse în marnocalcarele turonian-coniaciene și sînt reprezentate prin epidotizări (cele mai frecvente), silicifieri și feldspatizări. Pe valea Radului, în bazinul superior al văii Vîrciorovei, pe valea Loznei, pe pîriul Țiganului, pe Ogașul Rău etc., se observă intense procese de epidotizare care se manifestă prin transformarea totală a mineralelor melanocrate din rocă în epidot și, mai rar, în clorit, imprimînd rocilor o culoare verde deschis.

Epidotizări avansate se întîlnesc și în brechiile și aglomerateleandezitice de pe văile Glimbocii, Ramnei, Pleșei, Ohabei, Rugului, de pe Ogașul Rău și din culmea Ascuțita Scărișoara. Aceste epidotizări s-au format pe seama piroxenilor, amfibolilor și a plagioclazilor calcici.



IV. TECTONICA REGIUNII

1. Considerații generale

În arhitectura generală a Carpaților Meridionali, sedimentarul regiunii cercetate se încadrează în unitatea structurală a fundamentului getic și este cunoscut în literatura geologică sub numele de „bazinul Rusca Montană”.

Regiunea și-a început evoluția în Liasic, când se conturează un șanț geosinclinal, ca o prelungire NE-ică, a șanțului geosinclinal al Reșiței. După o exondare, care a durat tot timpul Cretacicului inferior, marea invadează din nou regiunea la începutul Cenomanianului când, sub imperiul mișcărilor austrice, se schițează un nou șanț geosinclinal, prin scufundarea unei importante zone din sudul masivului Poiana Ruscăi. Noul șanț se dezvoltă de fapt peste vechiul șanț geosinclinal din Jurasic și ocupă o arie mult mai întinsă decât acesta.

În Maestrichtianul inferior, datorită mișcărilor laramice precursore, are loc o importantă ridicare, în zona nordică mai ales, precum și formarea unei avantfose molasice. Aceasta a fost alimentată cu mult material terigen, rezultat, mai ales, din denudarea zonei nordice, în ridicare, precum și din denudarea unei eventuale creste a șanțului geosinclinal.

În consecință, evoluția tectonică a bazinului Rusca Montană a fost determinată de mișcările orogenice din faza austriacă și mai ales de cele din faza laramică, care au reactivat vechile fracturi, au determinat sisteme de fracturi noi și au condus la cutarea depozitelor. Este de remarcat că elementul tectonic predominant este cel ruptural.

Trebuie să menționăm că în Miocenul inferior (Tortonian), ca urmare a mișcărilor din faza stirică, se formează bazinul post-tectonic al Caransebeșului, care afectează partea de V a regiunii cercetate, și grabenul Bistrei, între masivul Poiana Ruscăi și Muntele Mic-Țarcu. Acest graben are o direcție oblică față de șanțul geosinclinal Rusca Montană, pe care îl afectează în partea de S, și realizează legătura între bazinele post-tectonice ale Caransebeșului și Hațeg-Streiului.

2. Descrierea principalelor elemente structurale

Depozitele sedimentare ale bazinului Rusca Montană au alura generală a unui sinclinal, orientat NNE—SSV, cu stratele cele mai vechi pe flancuri.

Regiunea studiată cuprinde partea de V a acestui sinclinal, care prezintă două zone distincte: o zonă septentrională, mai îngustă, și o zonă meridională, mai largă, care se poate diviza la rîndu-i în două subzone, una estică și alta vestică.

Fundamentul, constituit din șisturi cristaline, este acoperit în discordanță fie de depozitele jurasice, fie de cele cenomaniene. Subliniem caracterul de transgresivitate, cu o ușoară discordanță unghiulară, al



Cenomanianului peste calcarele jurasice și caracterul discordant al orizontului detritic al Maestrichtianului (Ma_1) peste stratele campaniene. În cadrul Maestrichtianului se poate observa, de asemenea, o ușoară discordanță unghiulară la nivelul Ma_1/Ma_2 .

Stratele mezozoice prezintă de obicei înclinări cuprinse între 25° — 40° , valorile fiind mult mai ridicate (55° — 77°) în apropierea liniilor tectonice, mai ales în partea nordică unde depozitele cretacice sînt strivite și zdrobite la contactul cu cristalinul.

Stratele Neogenului, de pe marginea de S și SV a regiunii studiate, aparțin bazinului Caransebeșului și au înclinări mult mai mici, cu valori cuprinse între 5° și 30° .

Zona septentrională a fost supusă unor împingeri dinspre N, care au determinat încălecarea cristalinului epimetamorfic peste marnocalcarele turonian-coniaciene sau peste depozitele sedimentare ale Maestrichtianului bazal (Ma_1).

Linia de încălecare, denumită Polom (Dincă, Zimmerman, 1964), este dublată de o alta, de importanță mai redusă, creată de împingerile dinspre N, ca o ramificație a celei dintîi. Aceste împingeri au condus la cutarea flancului nordic al bazinului și anume la formarea unei cute anticlinale — anticlinalul Poietei-Varnița — care se afundă spre E, precum și la formarea unui sinclinal marginal strivit și acoperit de șisturile cristaline din încălecare.

Anticlinalul Poietei-Varnița se urmărește începînd din zona vârfului Poietei pînă în valea Varniței, cu o direcție generală V—E. În simburile său apar depozite cenomaniene care se afundă treptat spre E, făcînd loc marnocalcarelor turonian-coniaciene. Pe valea Cireșului apare și un simbur de șisturi cristaline din seria mezometamorfică.

Anticlinalul este străpus, în zona axială și pe flancul sudic, de corpul banatic Lozna-Glăvanul care, pe lângă procesele metamorfice de contact, a produs și deranjări ale poziției inițiale a stratelor.

Flancul nordic al anticlinalului este afectat atît de încălecarea Polom cît și de o serie de falii transversale, de direcție NV—SE, care fragmentează acest flanc în mici horsturi și grabene.

Sinclinalul Sarica. Încălecarea sedimentarului de către șisturile uni-tății epimetamorfice a condus la acoperirea unei alte structuri sinclinalul Sarica, de pe rama nordică a bazinului, care prezintă flancul nordic strivit și deversat către S. La E de zona cercetată acest sinclinal se dezvoltă normal.

Linia de încălecare Polom se urmărește pe o direcție E—V, începînd din valea Sarica pînă în valea Varniței, fără a se opri însă aici, ea fiind identificată de noi pînă în capătul estic al bazinului Rusca Montană, la Lunca Cernii (Dincă, Zimmerman, 1964). Dezvoltarea liniei tectonice către V se face în cuprinsul cristalinului și este probabil ca ea să reprezinte continuarea către E a liniei Oravița.

În regiunea studiată falia are o înclinare de circa 45° spre N și este pusă în evidență de raporturile anormale ale șisturilor cristaline ale seriei epimetamorfice care încălecă depozitele cretacice-superioare pînă la



orizontul detritic al Maestrichtianului (Ma_1) inclusiv (profil III și IV). Șisturile cristaline înclină cu 35° — 45° spre N iar marnocalcarele prezintă de asemenea înclinări spre N, de 40° — 60° , uneori chiar 80° în apropierea liniei tectonice.

Contactul anormal dintre șisturile cristaline și depozitele cretacic-superioare este remarcat pentru prima oară, pe sectorul cuprins între valea Cireșului și valea Negrii, de către G i u ș c ă et al. (1957).

Forțele tectonice care s-au exercitat asupra rocilor din zona liniei Polom, și-au pus amprenta pe aspectul textural și chiar petrografic al rocilor. Efectele acestor forțe se recunosc atât în șisturile cristaline, în rîndul cărora apar roci milonitice și brezii tectonice, cît și în cuprinsul rocilor cretacic-superioare, în special la marnocalcarele turonian-coniaciene din vecinătate, care sînt puternic strivite și prezintă numeroase oglinzi de fricțiune. Aceste caractere, foarte frecvent vizibile, mai ales pe valea Sarica, imprimă marnocalcarelor un aspect general solzos-șistos.

Pe alocuri, pe planul de încălecare se constată de obicei o brechie tectonică (cu o grosime de 0,5—2,0 m), alcătuită din fragmente de șisturi epimetamorfice colțuroase, sparte și neorientate. Această brechie a fost întilnită pe valea Sarica la confluența cu Valea Strîmbă și la confluența cu valea Sarica Mică, pe afluenții de pe stînga ai văii Cireșului, pe valea Negrii și pe alte cîteva văi mai mici.

După cum arătam mai sus, linia de încălecare Polom este dublată de o altă linie, care se menține aproape de ea, în partea vestică, spre a se îndepărta apoi pe măsură ce înaintăm spre E.

Deosebit de interesantă este prezența și mai ales poziția unor petece de roci piroclastice din orizontul piroclastic al Maestrichtianului (Ma_2), care acoperă acest contact tectonic în zona vîrfului Iornileșii și în dealul Negru. Importanța acestor petece constă mai ales în faptul că ele ne permit să datăm vîrsta mișcărilor tectonice care au acționat pe direcția N—S, respectiv a efectelor acestora (linia de încălecare Polom, anticlinalul Poieți-Varnița și sinclinalul Sarica), la intervalul post- Ma_1 — ante- Ma_2 .

O altă caracteristică tectonică a zonei nordice o constituie fragmentarea structurilor amintite de către o serie de falii transversale, în blocuri coborîte sau ridicate (horsturi și grabene, de amploare mai mică). Aceste falii care au o direcție NV—SE sînt: Sarica, Cireșu, Dealul Negru, Dealul Varnița și valea Varniței.

Falia Sarica, identificată între valea Sarica și vîrfurile Poieții, decroșează pe o distanță de peste 700 m atît liniile tectonice de pe rama nordică a bazinului cît și structurile: sinclinalul marginal Sarica, respectiv flancul nordic al anticlinalului Poieți-Varnița.

Falia Cireșu este pusă în evidență în zona mediană a văii Cireșului, pe care o intersectează oblic. Ea are o direcție paralelă cu falia precedentă (NV—SE) și are același efect de decroșare. Blocul dintre aceste două falii a suferit o evidentă deplasare spre SE și o mișcare de ridicare.



Falia Dealul Negru, situată în partea de SE a acestui deal, poate fi observată pe o mică distanță deoarece capătul ei nordic este mascat de depozitele orizontului piroclastic al Maestrichtianului (Ma₂). Ca și celelalte falii transversale, descrise, are direcția NV—SE și prezintă același efect de decroșare a faliei Polom și a structurilor plicative. Compartimentul răsăritean se află deplasat spre SE și mai ridicat față de cel apusean.

Falia Dealul Varnița, cu un traseu aproape paralel cu al celei precedente, se situează între valea Negrii și dealul Varniței și decroșează spre SE compartimentul estic.

Falia valea Varniței, identificată pe versantul vestic al piriului Varniței, a determinat deplasarea către SE și ridicarea compartimentului estic.

Falia Cornet. La accidentele tectonice menționate adăugăm și falia Cornet, identificată în colțul de NV al regiunii, pe valea Cornetului, care oprește dezvoltarea către V a sinclinalului marginal strivit. Această falie, de direcție NE—SV, provoacă o mică săritură liniei Polom, care se dezvoltă mai departe spre V în cuprinsul șisturilor cristaline (Dincă, Zimmerman, (1964).

Zona meridională este mult mai largă decât cea septentrională și prezintă la rîndu-i două subzone distincte, separate de falia Virciorova. Astfel, la E de această falie se distinge o subzonă cu o tectonică liniștită iar la V de falie există o altă subzonă, scufundată în trepte, datorită unor fracturi orientate NV—SE.

Subzona estică. În această subzonă, stratele cretacic-superioare, începînd cu cele turonian-coniaciene, au aspectul unui monoclin cu căderi de 20°—45° către SE. În regiunea văii Virciorovei, stratele sînt străpunse de un important corp banatitic iar mai la E, de numeroase filoane banatitice care au produs, pe lîngă fenomenele metamorfice de contact, deranjări locale în poziția stratelor și fisurarea și zdrobirea rocilor în zona de contact. Un singur accident tectonic, de importanță minoră, afectează depozitele santonian-campaniene și pe cele maestrichtiene, în zona mediană a văii Ramnei. Această falie are direcția NV—SE și decroșează stratele menționate.

Subzona vestică este coborîtă cu circa 400 m față de cea estică, de-a lungul liniei de fractură Virciorova. Această subzonă a avut o evoluție tectonică oarecum deosebită de cea estică, datorită faptului că prezenta un fundament plastic, cu sectoare labile, care se afundau sub greutatea depozitelor de deasupra ceea ce a condus la formarea unor ondulații axiale, direcționate NV—SE. Tectonica rupturală a determinat apoi formarea unui graben, cu compartimentul cel mai coborît în areea vîrfului Alunului-valea Calovei, unde s-au păstrat cele mai noi depozite cretace din subzona vestică.

Începînd de la NE către SV, ondulațiile axiale sînt următoarele :

Scufundarea axială a vîrfului Schelii se află la NE de valea Godenei și începe din apropierea vîrfului Schelii, continuîndu-se, cu o



direcție NV—SE, pînă în falia Vîrciorova. În umplutura acestei scufundări axiale apar rocile flișului santonian-campanian precum și două petece ale orizontului detritic al Maestrichtianului.

Ridicarea axială Godeana este pusă în evidență de o serie de roci mai vechi, cenomaniene și turonian-coniaciene, care apar pe versanții văii Godenei. Depozitele amintite se afundă către SE iar flancul sudic al ondulației Godeana este faliat.

Scufundarea axială Merișor-Calova se dezvoltă, de asemenea, pe o direcție NV—SE, începînd din dealul Merișorului, prin culmea Calovei. Umplutura acestei ondulații este constituită din depozite detritice maestrichtiene, în partea estică fiind prezent și un petec de piroclastite maestrichtiene.

Ridicarea axială Calova reprezintă o ușoară boltire a stratelor flișului santonian-campanian, în zona văii Calovei.

Scufundarea axială Vîrful Alunului este cea mai dezvoltată și se urmărește de la V de vîrfului Alunului, către SE, pînă în zona corpului banatic de la Pleșa Mare. Umplutura acestei scufundări axiale este constituită din depozitele piroclastice ale Maestrichtianului. În zona văii Calovei ondulația este decroșată printr-un accident tectonic iar la SV de vîrfului Alunului este afectată de o falie direcționată NV—SE.

Ridicarea axială Iedera este afectată de falia Iedera pe toată lungimea și are în simburile marnocalcare turonian-coniaciene care se afundă spre SE.

Scufundarea axială vîrfului Măgura se dezvoltă începînd din regiunea vîrfului Măgura, către SE, pînă la limita dealurilor cu terasa rîului Bistra.

Ridicarea axială vîrfului Mic-Maciova. În partea vestică a regiunii cercetate, pe aliniamentul vîrfului Mic-Maciova, se observă o ultimă ridicare axială în simburile căreia apar calcare jurasice și două insule de sisturi cristaline mezometamorfice.

După depunerea flișului santonian-campanian s-au produs o serie de fracturi, orientate NV—SE, care au determinat formarea unui graben, cu blocul cel mai coborît în zona vîrfului Alunului-valea Calovei. A urmat apoi scufundarea întregii subzone vestice, datorită faliei Vîrciorova, care se urmărește începînd de la obîrșia Văii Strîmbe pînă în apropiere de vîrfului Pleșa Mare. În jumătatea nordică, această falie are o direcție N—S apoi se arcuiește către SV. Evoluția ei spre SV nu se mai poate urmări, datorită corpului banatic valea Pleșei, dar se poate presupune, avînd în vedere existența acestui eruptiv care s-a pus în loc ulterior. Este foarte probabil ca această fractură (falia Vîrciorova) să fie constituit, în profunzime, calea de acces a magmei banatitice, care a generat corpul Vîrciorova și corpul Valea Pleșei.

Cele trei falii, de direcție NV—SE, care au condus la compartimentarea amintită, sînt următoarele :

Falia Godeana este pusă în evidență pe versantul drept al văii Godeana și se urmărește cam de la obîrșia acestei văi pînă în apropiere de vărsarea ei în Vîrciorova, unde se oprește în falia Vîrciorova. Această falie afectează flancul nord-estic al ondulației axiale Calova.



Compartimentul sud-vestic, dinspre valea Calovei, este mai coborât cu circa 300 m față de cel nord-estic, fapt pentru care depozitele mai noi din umplutura scufundării axiale Calova s-au putut păstra pe o arie mai întinsă.

Falia Iedera este aproximativ paralelă cu precedenta și se urmărește de la Iedera, spre SE, pînă în valea Calovei. Aceste două falii încadrează de altfel blocul cel mai coborât al grabenului subzonei vestice. Falia Iedera afectează ridicarea axială Iedera chiar în apropierea axului acesteia. Săritura dintre compartimentul de NE și cel de SV este în jur de 250 m.

Falia Maciova are o dezvoltare redusă și se întilnește în partea nordică a localității Maciova. Este de asemenea direcționată NV—SE și pune în contact anormal stratele flișului santonian-campanian, ce înclină spre S, cu marnocalcarele turonia-coniaciene, care prezintă înclinări spre N.

În afara acestor falii, în subzona vestică s-a întilnit și un alt accident tectonic, de importanță mai redusă, însă cu o direcție NE—SV, care s-a format ulterior, ca și falia Vîrciorova. Falia Calova, cum am denumit acest accident, afectează transversal depozitele detritice și piroclastice ale Maestrichtianului (orizonturile Ma_1 și Ma_2) din umplutura scufundării axiale vârful Alunului.

Concluzia care se desprinde din cele de mai sus este că, în evoluția tectonică a regiunii, au existat mai multe etape iar forțele tectonice care au acționat asupra depozitelor s-au manifestat din trei direcții deosebite: de la N spre S, din NV către SE și din NE spre SV. Aceste forțe au avut drept consecință cutarea, falierea și strivirea depozitelor, în special în zona liniei de contact Polom. Un aport mai redus la evoluția tectonică a regiunii l-au avut și intruziunile banatitice care au produs deranjări locale în poziția stratelor precum și fisurarea și zdrobirea rocilor în zona de contact.

3. Vîrsta dislocațiilor

Actualul aranjament structural al regiunii reprezintă însumarea efectelor a mai multor faze organice. În cele ce urmează vom încerca să stabilim, pe baza datelor de care dispunem, cronologia elementelor structurale descrise în acest capitol.

Structurile terenurilor cretacic-superioare au început să se formeze încă din Santonian-Campanian, în cadrul mișcărilor laramice precursoare și s-au desăvîrșit în faza de orogeneză laramică. În sprijinul acestei ipoteze pledează absența flișului santonian-campanian de pe versantul nordic al anticlinalului Poieți-Varnița, precum și discordanțele unghiulare care au fost remarcate la nivelul Campanian superior/Maestrichtian inferior (orizontul Ma_1), apoi între orizontul Ma_1 și orizontul Ma_2 și la nivelul Maestrichtian superior/Tortonian. În profilul III se poate observa o ușoară discordanță între stratele ante-maestrichtiene și depozitele detritice ale orizontului Ma_1 , precum și între acestea și orizontul piroclas-



tic Ma_2 . Discordanța dintre orizontul piroclastic și stratele tortoniene este vizibilă în toate profilele în care apar aceste depozite.

În ceea ce privește vârsta liniei de încălecare Polom, de pe ramă nordică a bazinului, admitem, în mod ipotetic, apariția acestei fracturi într-o fază de orogeneză mai veche, hercinică sau chimerică. Evoluția ei s-a continuat în cadrul mișcărilor din faza austriacă și apoi din faza laramică. Facem aceste supoziții pornind de la ideea că linia Polom reprezintă o continuare spre NE a liniei Oravița.

Linia de încălecare Polom și-a încheiat evoluția la finele Senonianului, înainte de depunerea orizontului piroclastic al Maestrichtianului (Ma_2), care acoperă falia în câteva zone (virful Iornilesii, dealul Negru).

Fracturile de direcție NV-SE afectează suita de depozite până la orizontul detritic al Maestrichtianului (Ma_1), inclusiv, ceea ce ne face să afirmăm că ele s-au format la începutul Maestrichtianului, înainte de depunerea orizontului Ma_2 , la nivelul Ma_1/Ma_2 . Aceste falii sînt ulterioare încălecării Polom, pe care o segmentează în mai multe compartimente, și se datoresc mișcărilor laramice precursore.

Cele mai tinere falii le considerăm pe cele din grupul cu orientare generală NE-SV (falia Calova, falia Cornet) precum și falia Vîrciorova, care s-au format în Maestrichtianul superior, ca efect al mișcărilor din faza laramică.

Înainte de a încheia acest capitol trebuie să amintim scufundarea de la începutul Tortonianului, care a avut loc în zona sudică a masivului Poiana Ruscăi, unde s-a format grabenul Bistrei. Această scufundare s-a produs de-a lungul unor fracturi importante, de direcție E-V, care se continuau pînă în bazinul Hațeg-Strei. Fractura nordică a fost identificată în zona Zăicani-Porțile de Fier ale Transilvaniei (Mărgărit, Mărgărit, 1962) iar continuarea sa spre V se poate presupune pe baza limitei morfologice de N a culoarului Bistrei, care se evidențiază printr-o scădere bruscă de altitudine și printr-o direcție pregnantă V-E (caracteristici observabile mai ales în aerofotograme) precum și pe baza alinamentului depozitelor tortoniene din sudul regiunii cercetate, care prezintă direcție V-E.

V. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A REGIUNII

Evoluția geologică a regiunii, pe care încercăm să o reconstituim în cele ce urmează, este asemănătoare cu a celorlalte zone de sedimentare ale domeniului getic și are patru etape distincte: etapa antedevoniană, etapa jurasică (Liasic-Malm), etapa cretacică (Albian?-Senonian) și etapa neogenă (Tortonian-Pannonian). Etapa antedevoniană reprezintă perioada în care s-au format șisturile cristaline, cea jurasică este legată de evoluția șanțului geosinclinal din zona Reșița, etapa cretacică corespunde evoluției șanțului cretacic-superior Rusca Montană-Hațeg iar cea neogenă corespunde evoluției post-tectonice a regiunii.



1. Etapa antedevoniană

Șisturile cristaline, care formează fundamentul regiunii, au luat naștere prin metamorfozarea unor depozite antedevoniene în cadrul mișcărilor orogenice caledonice sau a unor mișcări mai vechi (Codarcă, 1940; Pavelescu, 1954). Singura mărturie în sprijinul acestei ipoteze o constituie prezența unor roci sedimentare slab metamorfozate, de vîrstă devoniană dispuse pe șisturile cristaline, semnalate de Năstăsescu (1975) în Carpații Meridionali, pe valea Idegului, la circa 50 km sud de regiunea noastră. Menționăm că la V de regiunea cercetată, în insula Brebu și în cadrul zonei Reșița, cele mai vechi depozite sedimentare, dispuse discordant pe șisturile cristaline, sînt cele carbonifer-superioare.

Exondarea postcaledoniană a fost caracterizată de o gliptogeneză accentuată care a condus la îndepărtarea unor pachete destul de groase din stiva șisturilor cristaline.

2. Etapa jurasică

(Liasic-Malm)

Etapa jurasică se încadrează în linia evolutivă a șanțului zonei Reșița, care se prelungea în timpul Jurasicului pînă în regiunea Hațegului.

Ciclul liasic a început printr-o mișcare de coborîre care a determinat înaintarea mării dinspre V, din zona șanțului geosinclinal al Reșiței. Este prima invazie a apelor marine în regiune, cînd are loc sedimentarea conglomeratelor albe, cuarțitice, care se întîlnesc numai sub forma unui petec pe marginea de NV a bazinului, la S de vîrfurile Runcului și amintesc de faciesul de Gresten.

În Liasicul mediu regiunea este afectată de mișcări de ridicare (faza Doneț) care au avut ca efect retragerea mării și expunerea regiunii la eroziune pentru scurt timp. În această perioadă de denudare a fost îndepărtată cea mai mare parte a sedimentelor liasice.

Ciclul dogger-malm debutează prin transgresiunea mării doggeriene care a acoperit o mare parte din regiune, venind tot dinspre V, din șanțul geosinclinal al Reșiței. Astfel se explică afinitățile care există între depozitele calcaroase întîlnite în regiunea cercetată și cele din zona Reșița, în special cele din sinclinalul Iezeriș-Colțan. = cel de la B. 11

Apele mării au fost de mică adîncime și au avut o extindere apreciabilă, depășind cu mult pe cele ale mării liasice, fapt care a condus la lărgirea zonei de sedimentare. Așa se explică de ce depozitele liasice au fost întîlnite numai pe o zonă restrînsă. Menționăm, de altfel, că și în zona Reșița s-a observat o depășire a termenilor mai vechi de către depozitele Doggerului (Năstăsescu, 1963).

Condițiile climatice și cele bio-hidrologice, favorabile, au permis instalarea unui facies recifal chiar din Dogger, cu maximum de dezvoltare în timpul Malmului.



Adâncimea mării a variat în timp datorită mișcărilor oscilatorii, cu caracter de subsidență suferite de bazinul de sedimentare, fapt relevat de variația pe verticală și pe orizontală a calcarelor.

În faza chimerică nouă, de la sfârșitul Jurasicului, depozitele suferă ondulări largi, de tip jurasian, și fracturări iar în final regiunea se exondează pentru un timp îndelungat, pînă în Albianul superior. Urmează un intens proces de denudare în timpul căruia agenții externi au contribuit la modelarea unui relief carstic, în cavitățile căruia se vor acumula depozitele detrito-chimice reprezentate prin gresii roșii, limonitice și roci bauxitice.

3. Etapa cretacică

(Albian ?-Senonian)

Etapa cretacică (albian ?-senoniană) corespunde evoluției șanțului geosinclinal Rusca Montană-Hațeg și este caracteristică pentru ambele bazine. Ea a debutat printr-o puternică transgresiune marină în Vraconianul superior sau în Cenomanianul inferior și s-a încheiat prin exondarea generală a șanțului la finele Senonianului, ca urmare a mișcărilor laramice.

Transgresiunea cenomaniană a determinat lărgirea șanțului geosinclinal Rusca Montană. În adevăr, de unde între Căvărăș și virful Runcului depozitele cenomaniene stau direct pe Dogger-Malm, începînd de la virful Runcului spre N, pînă la linia Polom, aceleași depozite repauzează pe cristalin ceea ce denotă o largă depășire a cadrului zonei de sedimentare în timpul Cenomanianului.

Etapa cretacic-superioară se poate diviza în două cicluri, separate printr-o discordanță : ciclul albian ?-campanian și ciclul maestrichtian-paleogen.

Ciclul albian ?-campanian. La sfârșitul Albianului-începutul Cenomanianului, odată cu mișcările de distensiune manifestate în urma diastrofismului austriac, zona de sedimentare jurasică dintre Hațeg și Reșița este antrenată într-o mișcare de coborîre și acoperită de o mare epicontinentală. Reliefurile vechi sunt înecate de depozite ruditice și arenitice calcaroase, cu uniformitate pronunțată și grosime redusă. În zona calcarelor jurasice se acumulează, în depresiuni, formațiunile de precipitație chimică.

Caracterele depozitelor cenomaniene, condiționate inițial, în mare măsură, de relieful precenomanian, precum și fauna întîlnită la partea superioară a complexului reflectă un mediu de sedimentare litoral-neritic de mică adîncime, în partea inferioară a Cenomanianului, adîncime care devine ceva mai mare în Cenomanianul superior, cînd faciesul devine granulometric mai fin, iar condițiile favorizează dezvoltarea unei bogate faune de moluște.

Mișcarea de coborîre continuă în Turonian-Coniacian, adîncimea mării crește, se depun roci cu granulație din ce în ce mai fină (marne, marnocalcare) și apar microritmuri evidențiate de intercalațiile de gresii



calcaroase în marnocalcare. Aceste caractere, la care se adaugă conținutul foarte bogat de foraminifere pelagice, reflectă schițarea șanțului geosinclinal în zonă, cu direcție aproximativă E-V. Șanțul începea probabil din regiunea Hațegului și se continua peste zona Rusca Montană, de unde se arcuia spre SV, până la Dunăre, în zona Șopot. Acest șanț prezenta probabil o ramificație spre V, începând din zona cercetată de noi, până în regiunea Valeapai, unde se întâlnește o insulă de Senonian.

Șanțul geosinclinal atinge adâncimea maximă în Santonian-Campanian cînd are loc sedimentarea flișului.

Către sfîrșitul Campanianului, odată cu primele manifestări ale mișcărilor orogenice laramice, se produce o importantă schimbare în evoluția șanțului geosinclinal. Apar indicații că această evoluție se apropie de sfîrșit. Depozitele flișului devin predominant arenitice și prezintă tot mai des intercalații ruditice, ceea ce sugerează o ridicare a șanțului. Ridicarea șanțului este însoțită și de ridicarea generală a uscatului din N și din S. Concomitent cu ridicarea ia naștere o fosă molasică, în partea sud-estică a șanțului, în care se depun depozite groase terigene, rezultate din denudarea uscatului din jur precum și a unei eventuale creste a șanțului geosinclinal. În sprijinul acestei ultime supoziții vin elementele de calcare jurasice, de gresii cenomaniene, de marnocalcare turonian-coniaciene, de silicolite etc., care se întîlnesc rar însă pe lîngă cele de șisturi cristaline, în constituția conglomeratelor Maestrichtianului inferior.

Ciclul maestrichtian-paleogen. După cum am menționat mai sus, la sfîrșitul Campanianului, datorită mișcărilor laramice precursore, se întrerupe evoluția șanțului geosinclinal și se trece la alt stadiu de evoluție, tardigeosinclinal, cînd se instalează faciesurile continentale molasice. Astfel, la începutul Maestrichtianului se formează o fosă prin scufundarea părții sud-estice a șanțului geosinclinal, înconjurată de uscatul masivelor Poiana Ruscăi și Retezat-Muntele Mic. În această depresiune, izolată de mare, se instaurează un regim lagunar-lacustru în care apele curgătoare cu caracter torențial, transportă cantități foarte mari de pe uscatul din jur, care suferea o ridicare generală.

Caracterele litologice și stratonomice reflectă un transport redus al materialului în timpul sedimentării orizontului detritic Ma_1 , transport care s-a produs de pe țărmul din apropiere, din zona de dezagregare a rocilor. Menționăm că pe rama nordică sedimentarea a avut un caracter particular, ceea ce denotă că exista un țărm cristalin abrupt, afectat de o ridicare mai pronunțată în Ma_1 , din care au luat naștere breccii sedimentare, prin dezagregarea rocilor și prin căderea gravitațională a elementelor sau blocurilor — ce atingeau uneori dimensiuni considerabile — combinată cu acumularea prin alunecare și prin transport torențial.

La foarte scurt timp după formarea fosei, pe liniile de fractură se insinuează magmele subhercinice, care declanșează o intensă activitate vulcanică cu rol foarte important în evoluția ulterioară a bazinului. Odată cu începutul activității vulcanice se produce și o afundare pro-



nunțată a bazinului ceea ce a determinat o ușoară depășire între stratele orizontului piroclastic Ma_2 și cele ale orizontului Ma_1 — vizibilă în zonele marginale ale bazinului — precum și extinderea ariei de sedimentare a depozitelor de natură vulcanică ce ajung să stea pe termeni mai vechi ai Senonianului și chiar pe fundamentul cristalin.

Caracterul ingresiv al orizontului piroclastic precum și cel al orizontului detritic pune în evidență mișcări locale ou caracter oscilatoriu.

Erupțiunile vulcanice, predominant explozive, au furnizat o mare cantitate de material în procesul de sedimentare și s-au manifestat cu intermitență și cu intensități variate. Acest fenomen a determinat o alternanță de roci piroclastice cu roci detritice, provenite din țărmul apropiat.

Menționăm că la E de regiunea studiată de noi, această sedimentare, cu caracter de molasă, se continuă pînă în Paleogen cînd fosa molică, umplută cu o stivă groasă de depozite (3 000—4 000 m), își încheie evoluția.

Judecînd după aspectul litofacial și după afinitățile de floră, bazinul Rusca Montană a avut legături cu bazinul Hațegului și în timpul Maestrichtianului. Aceste legături s-au realizat atît prin culoarul văii Bistrei, unde se întîlnesc depozite continentale asemănătoare, cît și prin zona Lunca Cernii-Răchitova (Densuș) unde, deși eroziunea a înlăturat orice urmă litologică, se constată continuarea liniei tectonice de pe marginea de N a bazinului.

Subliniem că în această perioadă de depunere a faciesului de molasă a existat un climat tropical, umed, care a favorizat dezvoltarea unei vegetații abundente, în special de ferigi, pe seama căreia au trăit și s-au dezvoltat nenumărați dinozaurieni ierbivori. Această floră a constituit și materia primă a turbăriilor în care s-au format lentilele de cărbune sau argilele cărbunoase din partea de E a regiunii cercetate de noi.

Mișcările orogenice laramice de la sfîrșitul Maestrichtianului-începutul Paleogenului au reactivat vechile fracturi și au provocat altele noi, prilejuind accesul magmelor banatitice laramice spre suprafață, pe zonele de minimă rezistență, în Paleogenul inferior. Corpurile banatitice și suita lor de filoane au afectat atît depozitele molasice maestrichtiene cît și eruptivul subhercinic.

În final diastrofismul laramic imprimă bazinului Rusca Montană principalele aspecte structurale.

4. Etapa neogenă

(Tortonian-Pannonian)

În Tortonian, ca urmare a mișcărilor din faza stirică, ce au avut o amploare destul de mare, a luat naștere bazinul Caransebeșului, o depresiune post-tectonică intramontană, care avea legături spre S cu bazinul Mehadii, în partea de NV cu bazinul Pannonic iar spre E cu bazinul Hațeg-Strei. Legătura cu bazinul post-tectonic al Hațeg-Strei-



lui s-a realizat prin scufundarea unei zone alungite dintre masivul Poiana Ruscăi și Muntele Mic-Țarcu, zonă denumită grabenul Bistrei. Această scufundare, cu o dispoziție E-V, oblică față de șanțul geosinclinal Rusca Montană, a afectat partea sudică a șanțului, ale cărui depozite (gresii calcaroase cenomaniene) au fost întâlnite și pe marginea de S a grabenului Bistrei, în zona localității Var, la E de această localitate.

Apele mării tortoniene au fost puțin adânci, calde și cu un conținut apreciabil de carbonat de calciu, ceea ce a permis dezvoltarea unei bogate faune de moluște, de corali și de alge calcaroase (*Lithothamnium* sp.).

Către centrul bazinului Caransebeșului precum și spre E, spre Oțelu Roșu, adâncimea devine mai mare iar calcarele trec la un facies marnos, foarte bogat în microfaună.

Apele mării au dăinuit și în timpul Sarmațianului, însă s-au produs o serie de schimbări, manifestate în mod esențial prin reducerea salinității, schimbări determinate de izolarea bazinului Pannonic atât de depresiunea perialpină cât și de domeniul Tethys.

Evenimentele geotectonice de la sfârșitul Sarmațianului — scufundarea bazinului Pannonic și izolarea sa de bazinul Euxinic — conduc, și în zona noastră, la o mărire a ariei ocupate de ape precum și la o îndulcire treptată a acestora. Locul faunei sarmațiene este luat de o faună endemică de limnocardiide, congerii, melanopside și ostracode de mediu cu salinitate mai scăzută. De abia în Pannonianul superior lacul din bazinul Caransebeșului se colmatează iar regiunea se exondează și este supusă agenților externi, care o modelează, definitivând relieful și rețeaua hidrografică. Cu aceasta se încheie și evoluția bordurii de S și SV a regiunii cercetate.

VI. SUBSTANȚE MINERALE ȘI ROCI UTILE

Substanțele minerale și rocile utile au făcut obiectul unor lucrări de explorare și chiar de exploatare încă din secolul trecut. Zăcămintele identificate în regiune pînă în prezent sînt cele de minereuri în relație cu banatitele, cele de precipitație chimică și rocile utile.

Zăcămintele cele mai importante din regiune aparțin fenomenelor metasomatice produse de soluțiile care au însoțit magmele banatitice. Minereul este alcătuit de obicei din magnetită, hematită, pirită, calcopirită, galenă și blendă. Prin alterarea zăcămintelor de pirită și calcopirită s-au format carbonați bazici de cupru (malahit și azurit).

Concentrațiile cele mai importante sînt cele de magnetită din zona Varnița-valea Glăvanului, care au prilejuit încă din perioada 1850—1860 lucrări de explorare, exploatare și semipreparare primitivă a minereului. Menționăm însă că nu s-au întreprins încă lucrări sistematice de detaliu, precedate de o cercetare geofizică complexă, care să cuprindă zonele din jurul corpului intruziv Cloazărul, investigațiile limitîndu-se doar la zona din apropierea vechilor lucrări miniere.

Acumulări mai importante de sulfuri complexe și în special de pirită cuprifera se întîlnesc în cursul mediu și superior al văii Vircio-



rovei și pe valea Pleșei. Acestea au prilejuit lucrări de explorare începînd din secolul trecut, totuși rezerva determinată și conținutul în minereu nu au justificat începerea exploatării zăcămintelor.

Interesante din punct de vedere economic sînt și zăcămintele de bauxită și limonit din partea vestică a regiunii cercetate. Datorită modului specific de formare și mai ales de acumulare, aceste zăcămintele de minereuri sînt discontinue, prezentîndu-se ca lentile sau pîlnii. Cercetarea lor s-a făcut de austro-maghiari pînă în anul 1916, prin lucrări de mică amploare (dezveliri, puțuri și galerii de coastă).

Minereul de fier, reprezentat prin limonit și gresii limonitice, aflurează în valea Oloanei, în culmea Oloanei, în zona virfului Runcului, în culmea Merișorului, în culmea Sînovei, la obîrșia Iederei, în valea Seacă, la obîrșia acesteia (în culmea Ceriul lui Bocicai) și în zona de obîrșie a văilor Fierului și Măgurii. Lentilele de minereu ating, pe valea Oloanei, grosimi de peste 4 m. În 1913, Papp (1919) afirmă că la gura galeriilor, pe haldă, se găsea minereu de fier în cantitate variabilă de 5—12 m³. Analizele chimice informative, asupra unor probe colectate din mai multe puncte, au indicat un conținut în Fe cuprins între 12,36—55,90%.

Zăcămintele de bauxită au fost semnalate numai la Ceriul lui Bocicai (la V de virful Măgurii) și au constituit obiectul unor explorări în perioada 1900—1916, prin lucrări de dezvelire și o scurtă galerie de coastă. După cum reiese din descrierile lui Rozlozsnik (1919), corpul de bauxită are forma de pungă, cu înclinare spre N și prezintă o grosime de 1—2 m.

Rocile sedimentare și eruptive, care alcătuiesc subsolul regiunii, prezintă în majoritatea cazurilor proprietăți care au determinat exploatarea lor la scară locală sau chiar regională. Astfel calcarele jurasice, în special cele din Malmul superior de pe valea Vălișorului, furnizează o excelentă materie primă pentru fabrica de var de la Căvâran și pentru cuptoarele de var ale localnicilor. De asemenea pot fi folosite ca fondant în siderurgie, la uzina Oțelul Roșu, sau la fabricarea cimentului. Rocile sedimentare cretacice și mai ales cele eruptive banatitice constituie un material foarte bun pentru construcții (fundații, pavaje, terasamente etc.).



GÉOLOGIE DU BASSIN RUSCA MONTANA (PARTIE D'OUEST)

(Résumé)

La région étudiée fait partie du „bassin intramontane Rusca Montană“ et est située dans la partie SW des Monts Poiana Ruscă.

Sur le versant NW, le sédimentaire du bassin se dispose sur des schists cristallins mésométamorphiques (micaschistes à grenats, paragneiss biotito-muscovitiques, schistes quartzitiques biotito-muscovitiques et gneiss oculaires) et dans la partie nord à partir de la vallée du Cornetu jusqu'à la vallée de la Varnița le sédimentaire est chevauché par les schistes cristallins de la série épimétamorphique (schists sérícito-chloriteux, schistes muscovito-biotitiques et quartzites). Les roches cristallophylliennes de la série mésométamorphique apparaissent également en quelques îles, de dessous le sédimentaire, le long de la vallée du Cireșu, la vallée de la Peștera et la vallée de Maciova.

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION

Les formations sédimentaires appartiennent prépondérante au Mésozoïque Lias inférieur, Dogger-Malm et Crétacé supérieur) et dans la partie S et SW de la région apparaissent aussi des dépôts néogènes, qui appartiennent à une autre unité structurale — bassin post-tectonique du Caransebeș.

Lias inférieur. Les plus anciennes roches sédimentaires de la région sont les conglomérats et les grès quartzitiques qui apparaissent sur le versant ouest, au sud du sommet du Runcul, et dont l'âge a été apprécié vu les ressemblances lithofaciales avec les régions avoisinantes : zone de Reșița et bassin du Hațeg.

Dogger. Les dépôts du Dogger se rencontrent aussi dans la partie ouest de la région, où reposent discordant sur les dépôts liasiques ou sur le bouclier cristallin et sont représentés par des calcaires massifs à aspect de calcarénites spatiques en base. L'étude microscopique a mis en évidence par des types d'intrabiosparites, intrasparites, biopelsparites et pelsparites.

Les calcarénites spatiques se sont formées dans le voisinage d'un bioherme dans un milieu marin bien aéré, à flots et courants forts.

Les investigations microbiotaxiales ont relevées un contenu riche en organismes, représentés par des algues et des foraminifères dont nous rappelons : *Acicularia jurassica* Johnson, *Trocholina aff. conica* (Schlumberger), *Pfenderina salernitana*



Sart. et Cresc., *Meyendorffina* cf. *bathonica* Aurouze et Bizon, *Kilianina blancheti* Pfender. L'association susmentionnée nous autorise à attribuer les calcarénites spatiques au Dogger.

Malm. Le Malm, développé en même temps avec le Dogger, est constitué de calcaires gris, à coraux coloniaux et de calcilutites noires où on a rencontré un microbiofaciès pauvre. Toutefois l'association rencontrée d'où citons les espèces *Macroporella selli* Cresc., *Globochaete alpina* Lombard, *Crassicollaria* aff. *intermedia* (Durand-Delga), *Pfenderina salernitana* Sart. et Cresc., *P. trochoidea* Smouth et Sugden, *Kurnubia palastiniensis* (Henson), *Saccocoma* Agassiz, nous détermine à attribuer ces calcaires au Malm.

La structure micritique, observée fréquemment au microscope, plaide pour la genèse de ces calcaires dans la zone de certaines biohermes, mais dans un milieu marin calme, isolé de l'action des flots et des courants forts.

Les variétés des calcaires susmentionnés et celles du Dogger forment un seul massif calcaire dont l'épaisseur est de 100 à 150 m. Dans le massif calcaire apparaissent des zones bien dolomitisées, ayant une forme lenticulaire ou irrégulière et qui se sont formées par la dolomitisation des limons calcaires.

Le caractère d'intercalations des calcaires récifaux en faciès récifogène plaide pour plusieurs étapes dans le développement du faciès récifal et de celui récifogène, dans les conditions d'une variation du niveau de la mer.

Albien ? Dans la partie ouest de la région étudiée apparaissent sporadiquement des dépôts détrito-chimiques, ferro-bauxitiques, à la limite d'entre les calcaires massifs jurassiques et les roches grés-conglomératiques de la base du Cénomanien.

L'âge de ces dépôts a été apprécié par la parallélisation faite entre ces dépôts et ceux semblables du bassin du Hațeg, considérés albiens (Murgeanu et Patrulius, 1960 ; Codarcea et Pop, 1968).

Les accumulations ferro-bauxitiques sont d'origine allochtones tout comme celles du bassin du Hațeg (Papiu et Minzatu, 1969).

Cénomanien. Les dépôts cénomanien occupent une aire bien plus grande que ceux jurassiques, dépassant beaucoup la zone de sédimentation de ceux-ci, ainsi que vers le nord, arrivant jusqu'à la ligne Polom, ils reposent sur le cristallin.

Le Cénomanien est représenté par des conglomérats, microconglomérats, polymictiques et grès grossiers qui passent, vers la partie supérieure, à des grès calcaires à granulation plus fine.

A la partie supérieure du complexe on a rencontré un niveau fossilifère, lumachellique, comprenant *Calycoceras* cf. *naviculare* (Mantell), *Protachantoceras* aff. *compressum* (Jukes et Browne), *Exogyra columba* (Lamck.), *Ostrea* (*Alectryonia*) *carinata* (Lamck.), *Ortopsis* (*Pseudodiadema*) *granularis* Cotteau, etc. L'association citée caractérise le Cénomanien supérieur. Parce qu'on sait qu'il y a une continuité de sédimentation à partir du conglomérat de la base et une transgression importante dans le Cénomanien, nous avons accordé à tout le complexe conglomératique-gréseux l'âge cénomanien.

Turonien-Coniacien. Le Turonien-Coniacien se dispose en continuité de sédimentation avec le Cénomanien et est représenté par des marnocalcaires gréseux



gris-noirâtres et par des marnocalcaires gris, rouges ou tachetés. Dans la zone de passage entre ces types lithologiques apparaissent des intercalations centimétriques de silicolites provenant de la silicification des certains marnocalcaires. Vers la partie supérieure on rencontre des marnes argileuses qui font le passage vers le flysch de dessus.

Les marnocalcaires ont un contenu microfaunique très riche représenté par : *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. cf. turonica* Brotz., *Globotruncana aff. renzi* (Gand.), *G. helvetica* Bolli, *G. inflata* Bolli, *G. angusticarinata* Gand., *G. coronata* Bolli, *G. lapparenti* Brotz., *G. tricarinata* (Quereau), *G. marginata* (Reuss), etc. De la même série marnocalcaire, de la zone de la localité de Rusca Montană, nous avons déterminé *Inoceramus cf. inconstans* Woods, *I. schlönbachi* Böhm et *Nowakites carezi* (Gross.).

L'association paléontologique susmentionnée indique l'âge turonien-coniacien.

Santonien-Campanien. Cet étage est représenté par une série rythmique, argilo-gréseuse, en faciès de flysch, qui se dispose en continuité de sédimentation sur les marnes coniaciennes et est recouvert discordant des dépôts de mollasse du Maestrichtien.

Le flysch présente en général un faciès plus fin (faciès distal), étant constitué surtout des argiles marneuses où s'intercalent des turbidites (grès, et dans la partie supérieure des microconglomérats).

Les rythmes sont d'habitude incomplètes et ce n'est qu'à la partie supérieure du complexe qu'apparaissent également des rythmes complètes à microconglomérats quartzitiques en base. La limite inférieure du chaque rythme, entre lutite et arénite, est toujours bien tracée et sur la surface inférieure des couches de grès on observe fréquemment des mécanoglyphes.

L'âge de ce complexe a été précisée à partir d'une étude micropaléontologique détaillée (Dincă et al., 1972) à la suite de laquelle on a établi une biozone à *Bathysiphon* sp. Geroch à la partie inférieure de ce complexe et une biozone à *Globotruncana arca* à la partie supérieure comprenant *Globotruncana cf. gangnebin* Tilev, *G. fornicata* Plummer, *G. lapparenti* Brotz., *G. roseta* (Carsey), etc. Les corrélations faites avec les faciès semblants des Carpates Septentrionales ou avec ceux de la partie méridionale des Carpates Orientales nous ont permis d'attribuer au complexe de flysch du bassin Rusca Montană l'âge santonien-campanien et peut-être maestrichtien-inférieur pro-part.

Maestrichtien. Il est représenté par un complexe de mollasse, constitué de dépôts volcanogènes-détritiques, formés pendant une phase tardigéosynclinal de la fosse Rusca Montană-Hațeg. Dans le cadre de ce complexe on a distingué un horizon détritique (Ma_1) et un horizon pyroclastique (Ma_2) engendré par le volcanisme au cours du Maestrichtien.

L'horizon détritique se dispose discordant sur le flysch et est représenté par des conglomérats polygènes et subordonné par des microconglomérats, grès grossiers, grès argileux, violacés ou gris, à stratification oblique. Sur le versant septentrional, le long de la ligne de fracture Polom, cet horizon recouvre le faciès d'une brèche sédimentaire, ayant quelques caractéristiques de brèche tectonique dans la zone du contact tectonique. Les caractères de cette brèche rappelle le faciès de Wildflysch.



L'horizon pyroclastique se dispose discordant sur les dépôts plus anciens, reposant même sur les schistes cristallins et est constitué d'agglomérats volcaniques, brèches andésitiques et subordonné de tuffites et grès tuffitiques. Le complexe de mollasse susmentionnée tient un grand développement dans la partie est du bassin d'où on a déterminé une association floristique à caractères crétacés, représentée par: *Protophyllocladus polymorphus* (Lesk.), *Palmophyllum longirachis* (Ung.), *Asplenium* aff. *dicksonianum* Heer, *Credneria* aff. *spatiosa* Hollick, *Gleichenia zippei* (Corda), *G. nordenskiöldi* Nath., etc.

Tenant compte que ces dépôts continentaux reposent sur le flsych campanien, contiennent une flore à caractères crétacés et peuvent être parallélisés avec ceux du bassin du Hațeg, où on a trouvé des os de dinosauriens (Nopcsa, 1905) nous les considérons comme appartenant au dernier étage du Crétacé, le Maestrichtien. Mentionnons encore que dans la région en question nous avons étudié la partie inférieure du Maestrichtien, son développement maximum se trouvant dans la partie est de la région étudiée.

Néogène

Les dépôts néogènes recouvrent transgressivement et discordant les roches crétacées de la partie S et SW de la région étudiée.

Tortonien. Le Tortonien est formé de conglomérats calcaires polygènes et de calcaires de Leitha, à la partie supérieure. L'horizon des calcaires change son faciès vers l'E passant à des marnes argileuses.

Les calcaires sont riches en faune de mollusques qui caractérisent le Tortonien, tandis que les marnes ont donné une microfaune caractéristique au Tortonien supérieur dont citons: *Cibicides mexicanus* (Nuttall), *C. pseudoungerinus* Cush., *C. lobatulus* (Walk. et Jac.), *Pullenia bulloides* d'orb., *Nonion* commune (d'Orb.), *N. granosum* (d'Orb.) etc.

Sarmatien. La partie supérieure des calcaires de Leitha comprennent un niveau très riche en cérithes sur lequel reposent des conglomérats à intercalations de grès argileux à *Pirenella* sp.

Sur base de l'association d'*Irus* (*Paphirus*) cf. *gregarius tricuspius* (Eich.), *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium* sp., *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sow.) on a attribué ces dépôts au Sarmatien.

Pannonien. Les dépôts pannoniens se disposent en continuité de sédimentation sur ceux sarmatiens et sont représentés par des marnes argileuses à intercalations de sables, qui deviennent prédominants à la partie supérieure. De ces dépôts on a cité (Schafarzik, 1907) *Cardium suessi* Barb. et *Valenciennesia* sp.; en 1969 Victoria Lubenescu et Victoria Pavnotescu établissent que ces dépôts appartiennent au Pannonien, zone C+D.

Quaternaire

La couverture quaternaire est formée de formations fluviatiles, déluviales, proluviales et coluviales.

Le macrofaciès fluviatil est le plus répandu et se rencontre surtout dans le cadre des terrasses de Bistra et du Timiș.



Les dépôts pléistocènes les plus anciens sont ceux de la terrasse supérieure, les autres étant appréciés comme holocènes (Feru et Mihăilă, 1963).

Eruptif banatitique

Dans la partie centrale et est de la région étudiée sont développées des roches éruptives effusives et intrusives, de la famille des banatites, engendrées par un magmatisme sialique subsequent, en deux phases : phase du magmatisme subhercynique qui a eu lieu durant le Maestrichtien et phase du magmatisme laramique du temps du Paléocène, suivant les lignes de minimum résistance pendant la tectonique laramique (Giuşcă et al., 1966).

Le magmatisme subhercynique a un caractère prépondérant explosif, étant représenté par des produits pyroclastiques et des nappes de lave andésitique qui alternent avec les dépôts de molasse du Maestrichtien.

Le magmatisme laramique a engendré une série de corps granodioritiques à facies marginaux porphyriques ou granitiques, dont les apophyses sont constituées d'andésites et parfois de dacites.

Zone de contact

Le magmatisme banatitique, en particulier celui intrusif, a déterminé une série de processus métamorphiques, qui se manifestent tant autour des corps banatitiques que dans les roches mêmes.

Le métamorphisme exomorphique s'est manifesté surtout par la température élevée avec ou sans apport de substance, qui a engendré des quartzites, cornéennes ainsi que des scarnes (dans la zone des marnocalcaires) à minerais de néoformation (grenats, épidote, diopside, wollastonite) et à minéralisation de magnétite, hématite, pyrite, chalcoppyrite, galène et blende, sous forme de petits filons, de nids, d'impregnations et des petites veines.

TECTONIQUE DE LA RÉGION

Le bassin intramontane Rusca Montană est un vaste synclinal orienté NNE-SSW. La région étudiée comprend la partie ouest de ce synclinal et présente deux zones distinctes : une zone septentrionale plus étroite et une zone méridionale.

La zone septentrionale a été soumise à des poussées à partir du nord, déterminant le chevauchement du cristallin épimétamorphique sur les dépôts sédimentaires du Maestrichtien basal ou même sur les marnocalcaires turoniens-coniaciens. La ligne de chevauchement dénommée Polom (Dincă et Zimmermann, 1964) est doublée d'une autre d'une ramification d'importance plus réduite.

La ligne Polom suit une direction W-E entre la vallée de Sarica et la vallée de la Varnița. Cette ligne, d'importance majeure, peut être rencontrée tant vers l'E, jusqu'à Lunca Cernii, que vers l'W dans le cadre du cristallin, jusqu'à Tincova, étant probablement la continuité est de la ligne d'Oravița.

Les forces tectoniques exercées sur les roches de la zone de la ligne Polom ont influencé l'aspect textural et même pétrographique des roches cristallophylloïennes et sédimentaires.



La position de certains lambeaux de roches pyroclastiques du Maestrichtien Ma_2 , recouvrant le contact tectonique dans la zone de Virful Iornileii et de Dealul Negru, nous permet de faire la datation des mouvements qui ont agi le long de la direction N-S au intervalle post- Ma_1 /anté- Ma_2 .

Les mouvements tangentiels ont déterminé également le plissement du versant nord du bassin, engendrant un pli anticlinal et un synclinal marginal écrasé et recouvert des schistes cristallins du chevauchement. Ces plis sont affectés d'une série de failles transversales, orientées NW-SE qui ont engendré des blocs, les uns plus bas et les autres plus élevés.

La zone méridionale présente deux sous-zones distinctes séparées par la faille de Virciorova, en direction N-S, qui a favorisé la pénétration de la magme banatitique.

La sous-zone située à l'E de la faille se caractérise par une tectonique plus calme, où les couches du Crétacé supérieur ont l'aspect d'un monocline à inclinaisons de 20° — 45° vers le SE.

La sous-zone ouest, plus abaissée à environ 500 m, se caractérise par une évolution tectonique différente dû au fondement plastique, à secteurs labiles, qui s'enfonçaient sous le poids des dépôts, ce qui a permis la formation de huit ondulations axiales, orientées NW-SE. La tectonique rupturale a déterminé ensuite la formation d'un graben ayant le compartiment le plus abaissé de l'aire Virful Alunului-vallée de Calova, où se sont maintenus les plus récents dépôts crétacés de la sous-zone ouest.

Mentionnons encore une importante fracture de la partie sud de la région étudiée, qui délimite le graben de Bistra au nord et est mis en évidence par l'alignement W-E des dépôts tortoniens, par l'abaissement d'altitude brusque à même direction, fort observable sur des aérophotogrammes, ainsi que par l'identification d'une faille entre le Tortonien et le cristallin de la zone des Portes de Fer de la Transylvanie (Mărgărit et Maria Mărgărit, 1962).

L'évolution tectonique de la région présente plusieurs étapes dont les forces tectoniques ont agi à partir de trois directions différentes : du N vers l'W, du NW vers SE et du NE vers SW.

La ligne Polom apparue durant une phase d'orogénèse plus ancienne, hercynienne ou chimérique a continué son évolution pendant les mouvements aufrichiens et surtout laramiques, jusqu'au niveau du Maestrichtien inférieur, avant le dépôt de l'horizon pyroclastique Ma_2 .

Les fractures de direction NW-SE affectent cette suite de dépôts jusqu'à l'horizon détritique Ma_1 y compris, ce qui nous détermine à croire qu'ils se sont formés au cours des mouvements laramiques pendant le Maestrichtien inférieur, ante Ma_2 . Elles traversent même la ligne Polom dont l'évolution s'est finie toujours au cours de cette période.

Les plus jeunes failles du bassin sont celles à orientation générale NE-SW, formées pendant le Maestrichtien supérieur comme effet des mouvements au cours de la phase laramique.

Nous voulons rappeler également l'affaissement du début du Tortonien, produit dans la zone sud du Massif Poiana Ruscă, où se trouve le graben de Bistra.



EVOLUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

L'évolution géologique de la région étudiée a quatre étapes distinctes : étape antéjurassique, où se sont formés les schistes cristallins et sur laquelle nous n'avons pas insisté ; étape jurassique liée de l'évolution du sillon géosynclinal de la zone de Reșița : étape crétacée, liée de l'évolution du sillon crétacé Rusca Montană-Hațeg ; étape néogène, correspondant à l'évolution post-tectonique de la région.

Étape jurassique. Cette étape fait partie de l'évolution du sillon de la zone de Reșița, qui arrivait jusque dans la région de Hațeg pendant le Jurassique, et se caractérise par deux cycles séparés par une lacune : cycle liasique et cycle dogger-malm.

Le cycle liasique débute par un mouvement d'abaissement, qui a déterminé l'avancement de la mer du côté de l'ouest, de la zone du sillon géosynclinal de Reșița. Après la sédimentation des conglomérats blancs, durant le Lias moyen, la région est affectée par des mouvements de soulèvement (phase Donet) à la suite desquels la mer se retire et se produit la dénudation d'une grande partie des dépôts liasiques-inférieurs.

Le cycle dogger-malm débute par la transgression de la mer à partir du même sillon géosynclinal de Reșița, au commencement du Dogger. La mer, bien que de petite profondeur, a eu une aire plus grande que celle du Lias.

Les conditions climatiques et bio-hydrologiques ont permis l'installation d'un faciès récifal en Dogger, à maximum de développement au cours du Malm. A la fin du Jurassique, dans la phase chimérique nouvelle, les dépôts subissent des grandes ondulations et des fractures, ensuite la région exonde et est soumise à la dénudation jusqu'en Albien.

Étape crétacée. L'étape crétacée a débuté par une forte transgression au commencement du Cénomaniens et s'est achevée par l'exondation générale du sillon vers la fin du Sénonien, à la suite des mouvements laramiques.

La transgression cénomaniens a déterminé un important élargissement du sillon géosynclinal Rusca Montană, de sorte que les dépôts cénomaniens dépassent de beaucoup ceux jurassiques, vers le N, et reposent sur les schistes cristallins.

L'étape crétacée comprend deux cycles : cycle albien ? — campanien et cycle maestrichtien-paléogène.

Le cycle albien ? — campanien. Vers la fin de l'Albien-début du Cénomaniens, en même temps avec les mouvements de distention à la suite du diastrophisme autrichien, la zone de sédimentation jurassique entre Hațeg et Reșița est entraînée dans un mouvement d'abaissement et recouverte d'une mer épicontinentale venue du côté de l'E, du Hațeg. Le relief ancien est recouvert des dépôts ruditiques et arénitiques calcaires, ayant une uniformité prononcée et une épaisseur réduite. Dans la zone des calcaires jurassiques, en dépressions, s'accumulent les formations de précipitation chimique.

Les caractères des dépôts cénomaniens, conditionnés initialement par le relief précénomaniens, ainsi que la faune rencontrée à la partie supérieure du complexe dénotent un milieu de sédimentation littoral-néritique, de petite profondeur, au commencement, et devenant plus profond pendant le Cénomaniens supérieur. Le mouvement d'abaissement continue en Turonien-Coniacien, la pro-



fondeur de la mer augmente, a lieu un dépôt des roches à granulation très fine (marnes, marno-calcaires) et apparaissent des microrhythmes mis en évidence par des grès calcaires. Ces caractères mettent en évidence un sillon géosynclinal en zone, ayant une direction EW, débutant probablement à partir de la zone du Hațeg et se continuant sur la zone de Rusca-Montană vers le SW, jusqu'au Danube, dans la zone de Șopot.

Le sillon géosynclinal atteint la profondeur maximum pendant le Santonien-Campanien quand se produit la sédimentation du flysch. Nous supposons que les principales aires, source des sédiments détritiques, étaient situées le long de la fossé géosynclinale Rusca Montană-Hațeg et constituées de roches cristallophylliennes du massif de Poiana Ruscă.

Vers la fin du Campanien-début du Maestrichtien, à la suite des mouvements laramiques s'est produit un changement prouvé par le caractère lithologique des dépôts qui montrent qu'il y avait un soulèvement général du sillon accompagné du soulèvement de la terre ferme de la partie nord. En même temps une avant-fosse prend naissance dans la partie sud-ouest du sillon.

Le cycle maestrichtien-paléogène correspond au stade de l'évolution tardio-géosynclinale de la région, à faciès continentaux mollassiques. Dans l'avant-fosse mollassique, formée par l'affaissement de la partie SE du sillon géosynclinal Rusca Montană, s'accumulent des quantités fort grandes de matériel, provenant de la terre ferme environnante et partiellement des zones de soulèvement de la fossé. Le bord cristallin escarpé de la partie nord, qui subit un soulèvement plus accentué en Ma_1 , a favorisé la formation d'une importante brèche sédimentaire.

Peu de temps après la formation de l'avant-fosse, le long des lignes de fracture s'insinuent les magmes subhercyniques, qui engendrent une intense activité volcanique fournissant une grande quantité de matériel pendant le processus de sédimentation. Simultanément s'est produit un affaissement prononcé du bassin déterminant une discordance entre les couches de l'horizon Ma_1 et celles de l'horizon Ma_2 ainsi qu'une augmentation de l'aire de sédimentation des dépôts de nature volcanique réussissant à reposer sur des termes plus anciens du Sénonien et sur le cristallin.

Suivant l'aspect lithofacial et les affinités de flore, le bassin Rusca Montană correspondait avec le bassin du Hațeg même durant le Maestrichtien-Paléogène, à travers le couloir de la vallée de Bistra- à travers la zone de Lunca Cernii-Răchitova.

Mentionnons encore que pendant le dépôt du faciès de mollasse a existé un climat tropical, humide qui a favorisé le développement d'une végétation abondante et l'existence de bien des dinosauriens, grâce à cette végétation. Cette flore a constitué aussi la première matière des tourbières où se sont formées les lentilles de charbons.

Les mouvements laramiques, de la fin du Maestrichtien — début du Paléogène ont réactivé les anciennes fractures et ont engendré des autres nouvelles, ont facilité l'accès des magmes banatitiques vers la surface et, vers la fin, ont imprimé au bassin Rusca Montană les principaux aspects structuraux.

Étape néogène. A la suite des mouvements au cours de la phase stirique, en Tortonien, s'est formé le bassin du Caransebeș, dépression posttectonique intramontane qui correspondait également avec le bassin Hațeg-Strei de l'E. Cette liaison



s'est réalisée par l'affaissement d'une zone allongée d'entre le massif Poiana Ruscă et Mont Mic-Țarcu, dénommée le graben de Bistra, en direction E-W, oblique envers le sillon géosynclinal Rusca Montană.

Les eaux de la mer tortonienne ont été peu profondes, chaudes et riches en CO_3Ca , fait qui a permis l'installation d'un faciès calcaire et le développement d'une riche faune de mollusques, de coraux et d'algues calcaires. Vers le centre du bassin de Caransebeș et vers Oțelu Roșu la profondeur était plus grande ce qui a déterminé le changement du faciès calcaire en faciès marneux, fort riche en microfaune.

Pendant le Sarmatien ont lieu une série de changements en régime marin, manifestés surtout par la réduction de la salinité et déterminés par l'isolement du bassin pannonique tant de la dépression périalpine que du domaine Téthys.

Vers la fin du Pannonien le bassin du Caransebeș exonde et est soumis aux agents externes, qui le façonnent et qui accomplissent le relief et le réseau hydrographique.

BIBLIOGRAFIE

- Aurouze G., Bizon J. (1958) Rapports et différences des deux genres de foraminifères: *Kilianina* (Pfender) et *Meyendorffina* n.g. *Revue micropal.*, 2, 1, Paris.
- Baikovskaia T. N. (1965) Overhnelovoi rasteniah Transilvanii (Rumânia). *Botan. jurnal Akad. nauk. SSSR*, L, 3, Leningrad.
- Baltes N. (1966) Remarques sur microflores de certains dépôts charboneux daniens du bassin Rusca Montană. *Pollen et spores*, VIII, 1, Paris.
- Bădăluță-Năstăseanu A., Năstăseanu S. (1964) Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Reșița-Banat. *An. Com. Geol.*, XXXIV, București.
- Boldur C., Boldur Alexandra (1962) Cercetări geologice în regiunea Reșița, Doman, Secul. *D. S. Com. Geol.*, XLVI, București.
- Mihalache Paula (1964) Asupra importanței stratigrafice a faunei de lamelibranhiate din Jurasicul mediu al structurii Pleșiva, Banat — Zona Reșița-Moldova Nouă. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2, București.
- Stănoiu I., Stilla Al. (1964) Considerații asupra Doggerului din structura Pleșiva, Zona Reșița-Moldova Nouă. Banat. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2, București.
- Cantuniari St. (1937) Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI, Buc.
- (1941) Études géologiques dans les Monts Paiana Ruscă. II. Bassin de Rusca. Région de Ruschița. III. Le versant sud de la crête Poiana Lungă-Măgura. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVI, București.
- Codarcea Al. (1935) Sur la présance du Crétacé supérieur à Valeapai *Bull. Soc. Rom. Geol.* II, București.



- Codarcea Al. (1940) Veues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București.
- Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, București.
- Pop Gr. (1968) Elléments géosynclinaux mésozoïques dans le Domaine Gétique des Carpates Méridionales. *Acta Geol. Acad. Sc. Hungaricae*, 14, Budapest.
- Dietze H. (1960) Die Inoceramen von Oberau in Sachsen, Obercenoman bis Unterturon. *Geologie Zeit. f. das Ges. d. Geol.*
- Dincă Al. (1964) Asupra prezenței Senonianului inferior în bazinul Rusca Montană. *D. S. Com. Geol.* XLIX/2, București.
- Zimmermann P. (1964) Contribuții asupra dislocației Tincova-Polom din partea de SV a masivului Poiana Ruscăi. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Radu Magdalena (1968) Asupra prezenței Tortonianului superior în culoarul Bistrei, pe Valea Mare (Banat). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie*, 13, 2, București.
- Tocorjescu Maria, Stilla Al. (1972) Despre vîrsta depozitelor continentale cu dinozaurieni din bazinele Hațeg și Rusca Montană. *D. S. Inst. Geol.* LVIII, București.
- Drăghici C., Drăghici Olga (1964) Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare dintre Ponoare și Călugăreni — Podișul Mehedinți. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Feru M., Mihăilă N. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului (zona Caransebeș-Lugoj). *St. tehn. econ. Com. Geol.* E, 6, București.
- Folk L. R. (1959) Practical petrographic classification of the limestones. *Bull. Americ. Assoc. Petrol Geol.* 43, 1, Austin.
- Geroch S. (1960) Zespoły mikrofauny z Kredy i Paleogene serii slaskiej w beskidzie slaskim. *Inst. Geol. Bull.* 153, Warsz.
- Ghițulescu T. P., Borcoș M. (1966) Încadrarea funcțională a magmatismului alpin din munții Metaliferi. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie*, 11, 32, București.
- Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- Cioflică G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Givulescu R. (1966) Sur quelque plantes fossiles du Danien de Roumanie. *C. R. Acad. Sc.* 262, sér. D, Paris.
- Grossouvre A. de (1897) Sur la limite du Crétacé et du Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 3-ème série, XXV, Paris.
- Halaváts J. (1889) Bericht über die im Jahre 1887 in der Umgebung von Dognácska ausgeführte geologische Detailaufnahme. *Jahresb. d. k. ung. geol.* A. f. 1897, Budapest.
- Huică I., Stănoiu I. (1964) Asupra faunei pontiene din regiunea Bucovăț-Jurăști (NNE de Lugoj — Banat). *D. S. Com. Geol.* L/1, București.



- Jeletzky J. A. (1960) Youngest marine rocks in Western interior of North America and the age of the Triceratops-beds; with remarks on comparable dinosaur-bearing beds outside North America. *Intern. Geol. Congr. XXI sess.*, part V, Copenhagen.
- Ksiazkiewicz M. (1956) Jura i Kreda Bachowic. *Rocznik polsk. tow. geol.* XXIV, 2—3, Kraków.
- Laufer F. (1925) Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.* X, București.
- Lóczy L. (1932) Geologische Übersichtskarte des W. Teiles der Umgebung der Pojana Ruszka-Gebirges. *Tafel XXVIII aus Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* VIII, Budapest.
- Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica (1970) Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Caransebeș. *D. S. Inst. Geol.* LVI, București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București.
- Mamulea A. (1953) Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Bazinul Hațegului). *An. Com. Geol.* XXV, București.
- (1955) Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană—Lunca Cernii. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Mărgărit Maria, Mărgărit Gh. (1962) Asupra Tortonianului de la Sarmitzegetusa-Zăicani (bazinul Hațegului). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* XII/8, București.
- Maync W. (1961) Note sur le genre Orbitamina (foraminifère) et sa repartition stratigraphique. *Rev. micropal.* 4, 1, Paris.
- Moisescu Gertrude (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri. *Editura Acad. R.P.R.*, București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1960) Les formations mésozoïques de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Hongr.* XLIX/1, Budapest.
- Mutihac V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului). *D. S. Com. Geol.* L/II, București.
- Năstăseanu S. (1963) Faciesurile Doggerului din zona Reșița-Moldova Nouă (Banatul de vest). *Asoc. Geol. Carp. Balc., congr. V, comunic. șt., sec. II, stratigr.* III/2, București.
- Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai, Banat. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- (1975) General outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthonous (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geof.* XLVI (1973), București.
- Neagu T. (1968) Biostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits in the southern Eastern Carpathians near Brasov. *Micropal.* 14, 2, New York.
- Nikler L., Socač B. (1968) Biostratigraphy of the Jurassic of Velebit (Croatia). *Geol. Vjesnik Inst. Geol.* 21, Zagreb.
- Nopcsa Fr. von (1899) Dinosaurierreste aus Siebenbürgens. *Abhand. k. Akad. Wissensch.*, Wien.
- (1902) Über das Vorkommen der Dinosaurier bei Szentpéterfalva. *Zeit. d. d. geol. Ges. Jahrb.*, 1902, Wien.



- Nopcsa Fr. von (1905) Zur geologie der Gegen zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänische Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, XIV, Budapest.
- (1915) Die Dinosaurier der Siebenbürgischen Landesteile Ungarns. *Mitt. a. d. k. ung. geol. Anst.* XXIII, Budapest.
- Olsson R. (1964) Late Cretaceous planktonic foraminifera from New Jersey and Delaware. *Micropal.* 10, 2, New York.
- Papiu V. C., Minzatu Silvia (1969) Ipoteză asupra genezei bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *An. Inst. Geol.* XXXVII, București.
- Papp K. (1919) Die Eisenerz — u. Kohlenvorräte d. ung. Reiches. I. *Die Eisenerze.* Budapest.
- Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perșanilor centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *St. tehn. econ. Com. Geol. J.*, 4, București.
- Pavelescu L. (1954) Studiul geologic și petrografic al părții mediane și de SE a munților Poiana Ruscăi. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.
- Dimitrescu R. (1954) Contribuțiuni la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Rusca Montană—Lunca Cernii, cu privire specială asupra plagio-clazilor. *Acad. R.P.R. Bul. științ.* VI, 3, București.
- (1958) Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.*, XXXI, București.
- Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Assoc. Geol. Carpat. Balk. congr. V, comunic. șt. sec. I, mineralog. petrogr.*, București.
- Maier O., Kräutner M., Mureșan M., Kräutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV/1, București.
- Pop E. (1954) Bazinul neogen al Caransebeșului între Poarta și Caransebeș. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Pop Gr. (1967) Les faciès du Cénomani des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol. Carp. Balk. VIII-ème congr.*, Belgrad.
- (1968) Depozitele cretacic-superioare din zona Șopot și semnificația lor paleotectonică. *St. cerc. geol.* 13, 1, București.
- (1971) Direcții de paleocurenți în depozitele senoniene din regiunea Hațegului (Carpații Meridionali). *St. cerc. geol.* 16, 1, București.
- Radoičić Rajka (1966) Microfaciès Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. *Geol. razpr. poroč.* 9, Ljubliana.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Mutihac V. (1957) Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman (Reșița-Moldova Nouă, Banat), *St. cerc. geol.* II, 2, București.
- Năstăseanu S., Dincă Al. (1961) Geologia regiunii cuprinsă între valea Nerei și Dunăre. *St. cerc. geol.* VI, București.
- Năstăseanu S. (1963) Asupra prezenței forme de *Artrophyucus alleganensis* (Harlan) în Carpații Meridionali. *Comunic. Acad. R.P.R.* XIII/5, București.
- Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV/2, București.



- Rozlozsnik P. (1919) Jegyzetek a bauxit előfordulásáról a Poiana-Ruszká és a D-i Biharban. *A Magyar kir. földt. intézet évi jelent.*, Budapest.
- Săndulescu Jana (1965) Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și Paleogenului din Țara Bîrsei (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LII/2, București.
- Sartoni S., Crescenti U. (1962) Recherche biostratigraphique nel mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giornale di Geol.* 2, XXIX, Bologna.
- Schafarzik Fr. (1907) Über die geologische Verhältnisse d. SW Pojana Ruszka-Gebirges im Komitate Krassó-Szörény. *Jahrb. d. k. k. ung. geol. Anst. f.* 1906, Budapest.
- (1908) Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabánya. *Jahrb. d. k. k. ung. geol. Anst. f.* 1906, Budapest.
- (1912) Reambulation in den südlichen Karpathen und im Krassó-Szörény Mittelgebirge im Jahre 1909. *Jahrb. d. k. k. ung. geol. Anst. f.* 1909, Budapest.
- Semaka Al. (1964) Einige Bemerkungen zur paleobotanischen Grenze Rhät-Unterlias-Mittellias in den Südkarpathen. *Mém. B. R. G. M.*, Paris.
- Stancu Iosefina, Andreescu Eugenia (1968) Fauna tortoniană din regiunea Rugi-Delinești (Bazinul Caransebeșului). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.*, 13, 2, București.
- Stilla Al. (1967) Date noi asupra Malmului superior și Cretacicului inferior din zona Hațeg. *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- Tocorjescu Maria (1963) Studiul micropaleontologic al depozitelor succesiunii Cretacic-superior-Paleogen de pe valea Mitoii-Lăicăi. *Asoc. Geol. Carp. Balc. congr. V, comunic. șt. sec. II, stratigr.* III/2, București.
- Unger F. (1865) Über einige fossile Pflanzenreste aus Siebenbürgen und Ungarn. *Sb. Akad. Wiss. Math.-Nath.* Kl. 51, Wien.
- Velenovsky J. (1888) Die Farne der böhmischen Kreideformation. *Abhand. böhm. Gess. Wiss.*, f. 7, 2, Prag.



PLANȘA I



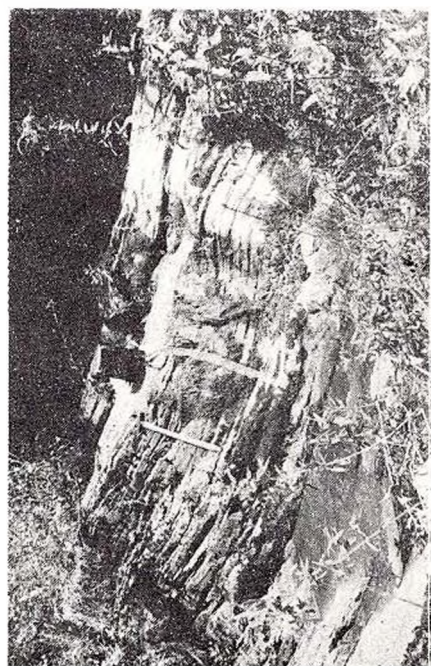
PLANȘA I

- Fig. 1. — Calcar recifal rugos. Se observă structuri de polipieri. Malm. Cariera Vălișor. $\times 1$.
Calcaire récifale rugueux. On observe des structures de polypiers. Malm. Carrière de Vălișor. $\times 1$.
- Fig. 2. — Stratificație centimetrică în marnocalcarele turonian-coniaciene. Valea Maciovei.
Stratigraphie centimétrique en marnocalcaires turoniens-coniacines. Valea Maciovei.
- Fig. 3. — Mecnoglife de ciocnire și dragare pe suprafața inferioară a stratelor arenitice. Santonian-Campanian. Valea Maciovei. $\times 1/10$.
Mécanoglyphes de collision et drainage sur la superficie inférieure des couches arénitiques. Santonien-Campanien. Valea Maciovei. $\times 1/10$.
- Fig. 4. — Ramură de crinoid în calcarenite. Dogger. Cariera Vălișor. $\times 1$.
Branche de crinoïde en calcarénites. Dogger. Carrière de Vălișor. $\times 1$.





1



2



3

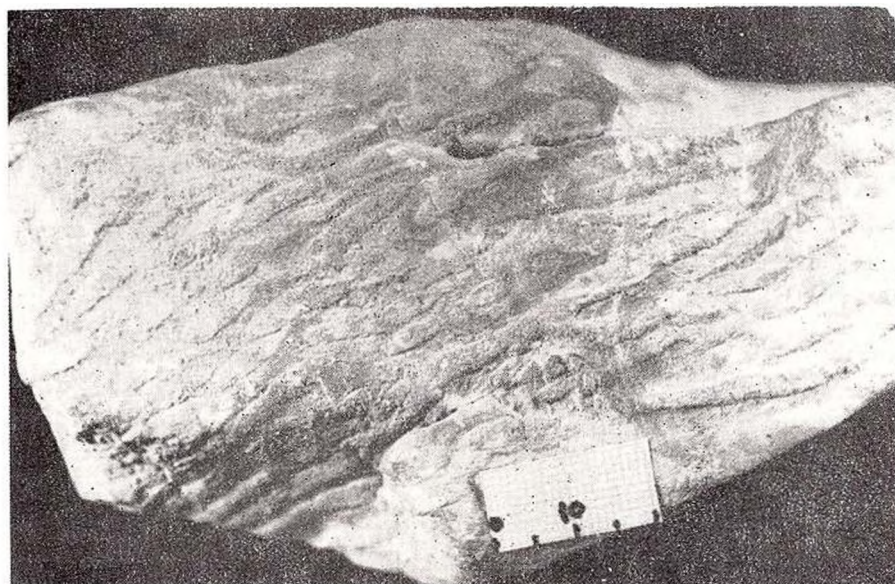


4

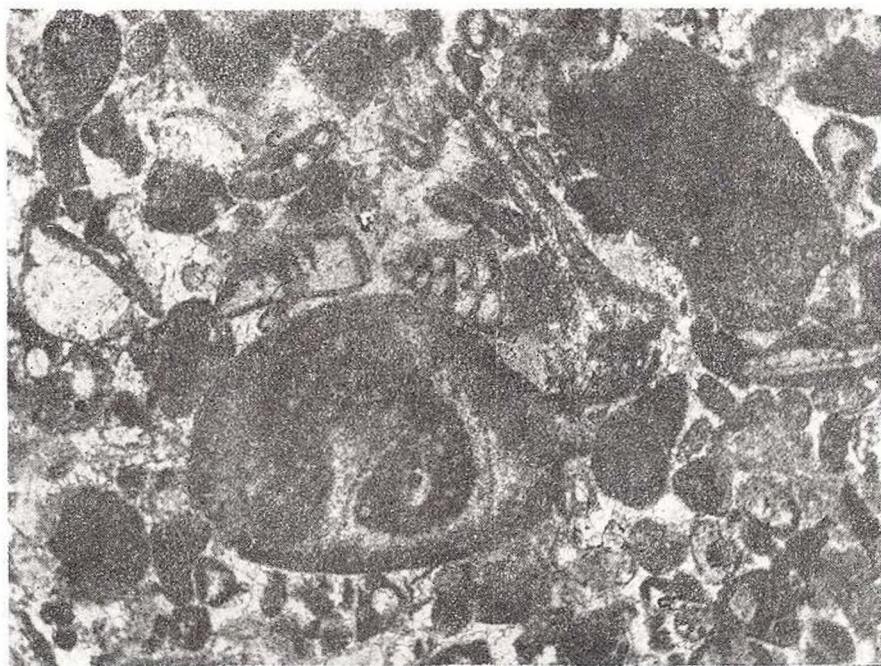
PLANȘA II

- Fig. 1. — Coral colonial (*Calamophyllia* sp.). Malm. Valea Seacă. $\times 1$.
Corail colonial (*Calamophyllia* sp.). Malm. Valea Seacă. $\times 1$.
- Fig. 2. — Intrabiosparit cu alge și foraminifere (*Acicularia* cf. *jurassica* Johnson (a), *Conicospirillina* sp. (c), etc.). Dogger. Valea Măgurii. $\times 40$.
Intrabiosparite à algues et foraminifères (*Acicularia* cf. *jurassica* Johnson (a), *Conicospirillina* sp. (c), etc.). Dogger. Valea Măgurii. $\times 40$.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



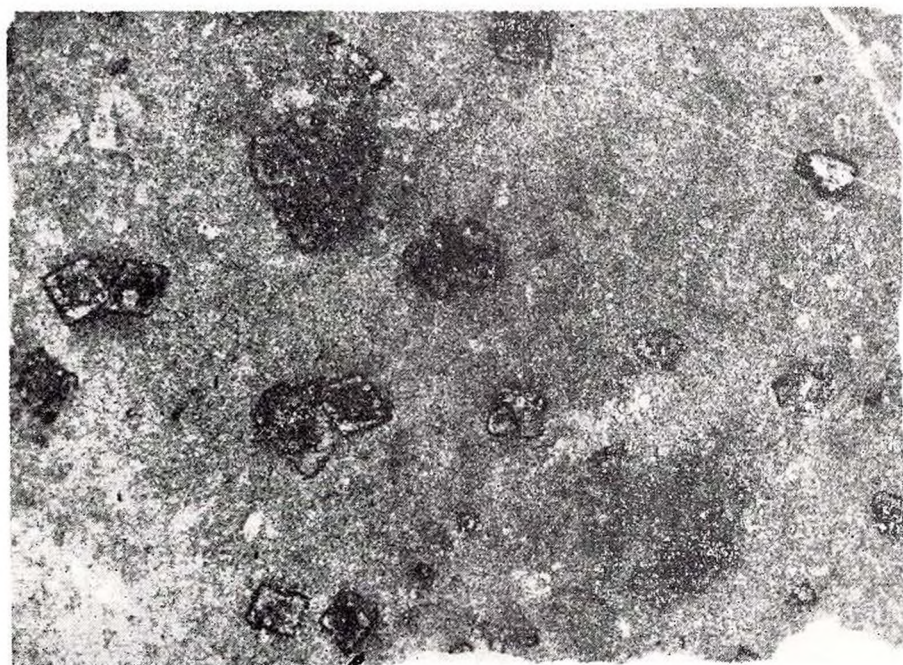
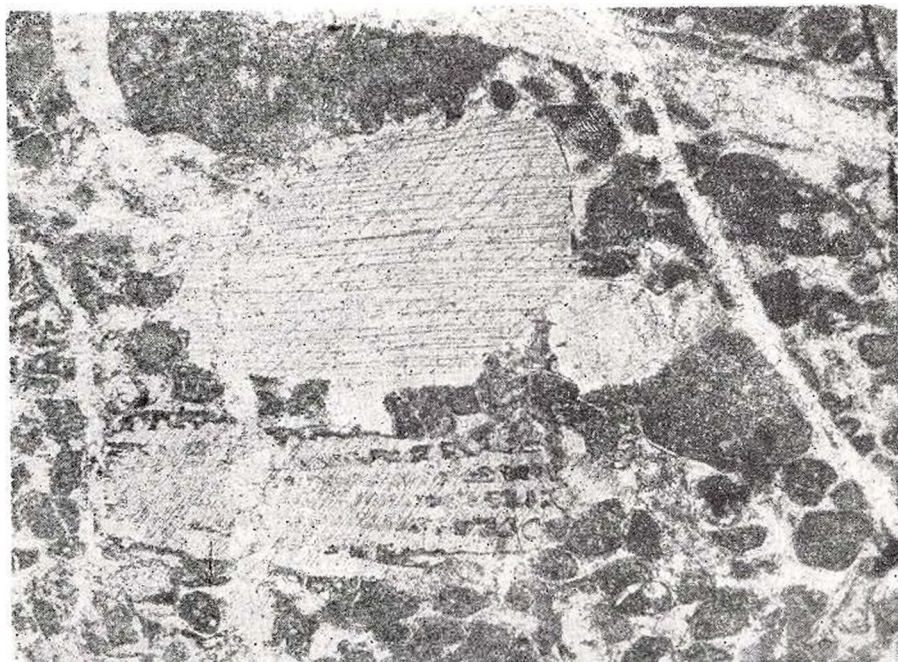
Institutul Geologic al României

126941

PLANȘA III

- Fig. 1. — Biopelsparit cu plăci de echinide, Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
Biopelsparite à plaques d'échinides. Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
- Fig. 2. — Micrit cu romboedri de dolomit și rare urme organice. Malm. Valea Maciovei. $\times 40$.
Micrite à rhomboèdres de dolomis et rares restes organiques. Malm. Valea Maciovei. $\times 40$.





Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



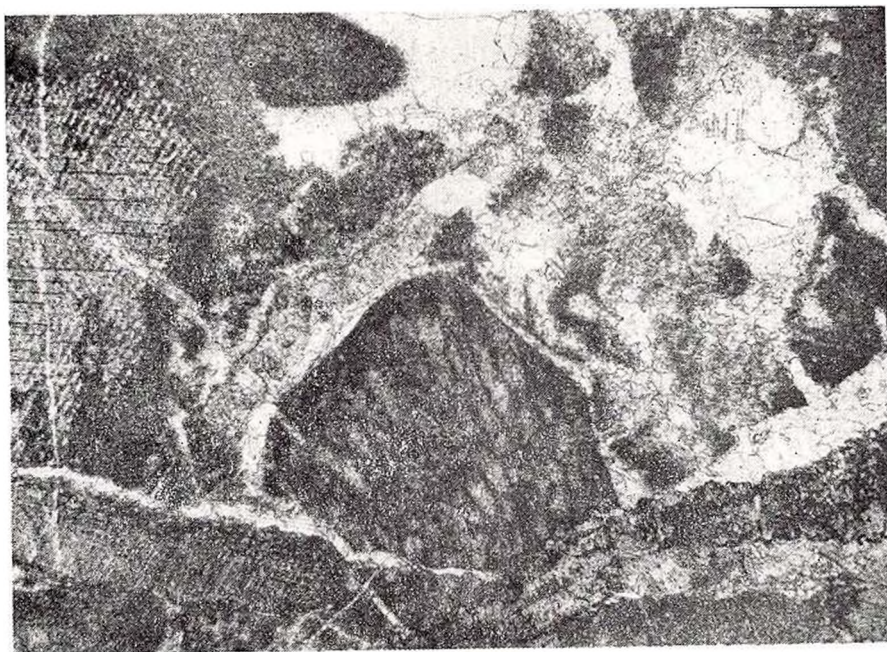
Institutul Geologic al României



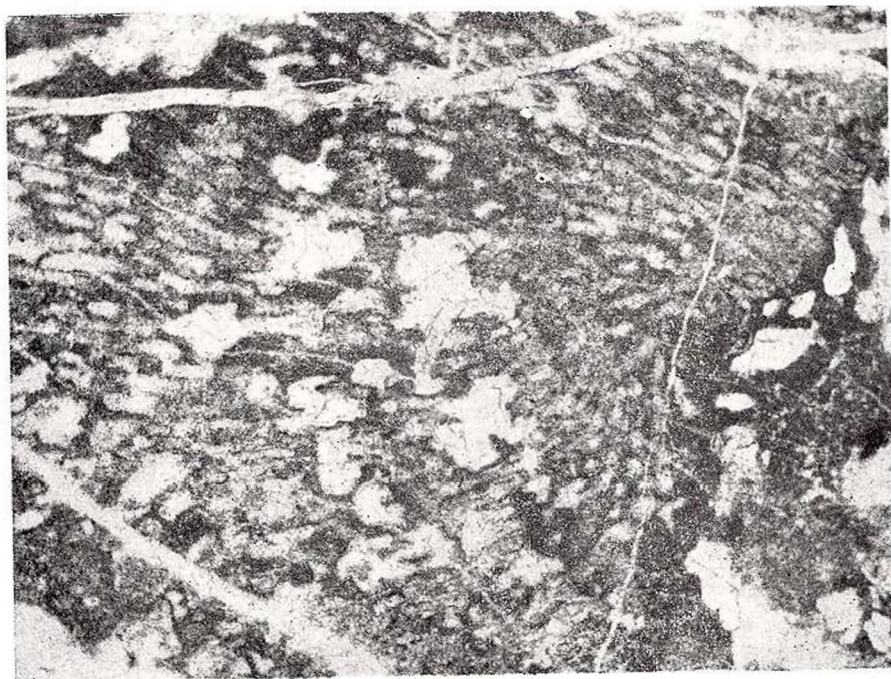
PLANȘA IV

- Fig. 1. — Intrasparit cu *Cayeuxia piae* Frollo. Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
Intrasparite à *Cayeuxia piae* Frollo. Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
Fig. 2. — *Cayeuxia moldavica* Frollo. Dogger. Valea Măgurii. $\times 40$.
Cayeuxia moldavica Frollo. Dogger. Valea Măgurii. $\times 40$.





1



2

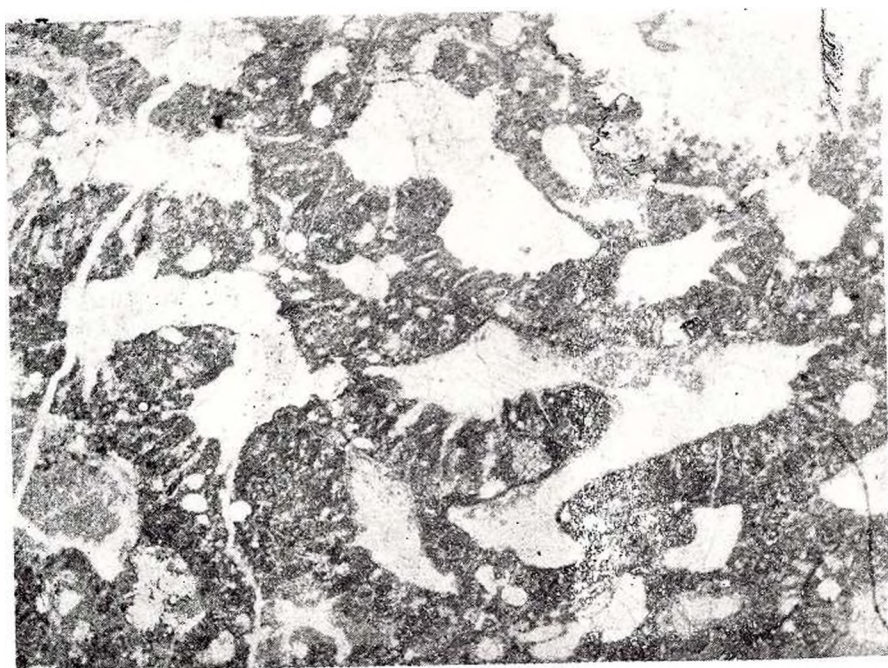
Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



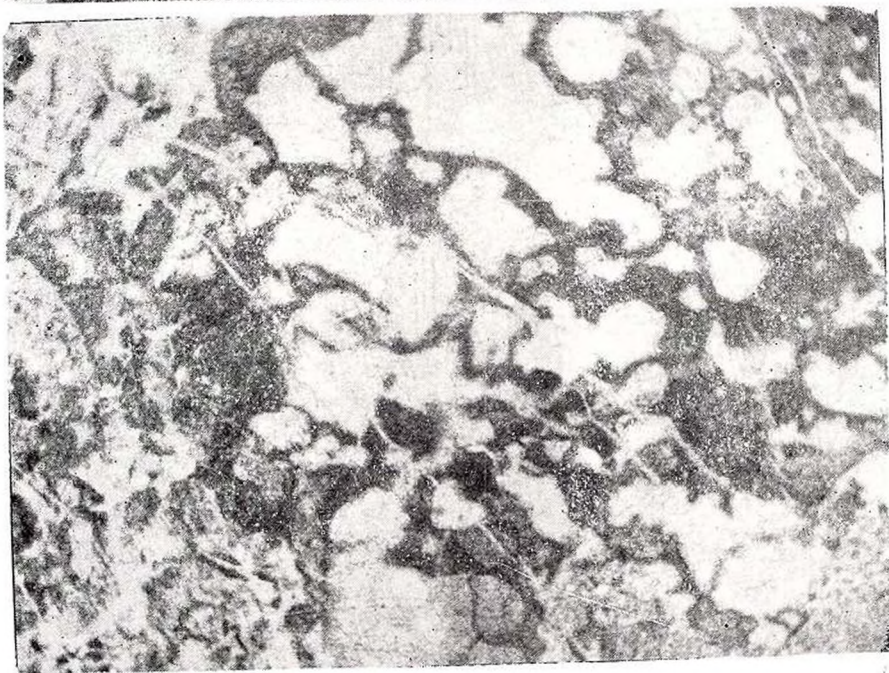
PLANŞA V

- Fig. 1. — *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri). Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
- Fig. 2. — *Bacinella irregularis* Radoiĉić, la care se observă calcitizări. Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
Bacinella irregularis Radoiĉić, où on peut observer des calcitisations. Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. I.II.



Institutul Geologic al României

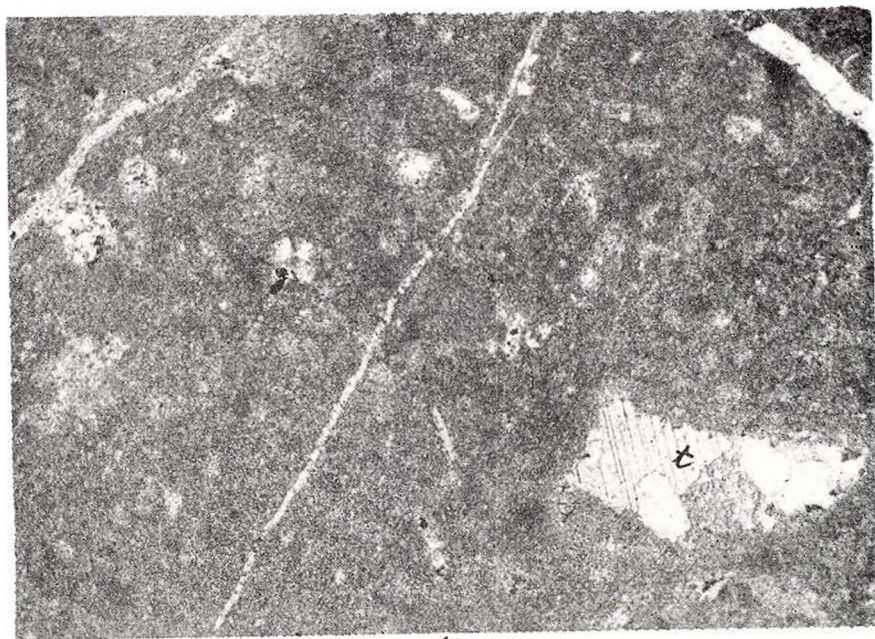
126941

101/84

PLANŞA VI

- Fig. 1. — Biomicrit cu *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (t) şi *Globochaete alpina* Lorenz (g). Dogger. Valea Fierului. Nicoli + ; $\times 40$.
Biomicrite à *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (t) et *Globochaete alpina* Lorenz (g). Dogger. Valea Fierului. Nicols + ; $\times 40$.
- Fig. 2. — Pelsparit cu *Lithocodium* sp. Dogger. Valea Fierului. $\times 42$.
Pelsparite á *Lithocodium* sp. Dogger. Valea Fierului. $\times 42$.
- Fig. 3. — Biopelsparit cu *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama). Secţiune oblică. Dogger. Valea Măgurii. $\times 30$.
Biosparite à *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama). Coupe oblique. Dogger. Valea Măgurii. $\times 30$.





1



2



3

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



Institutul Geologic al României



PLANȘA VII

- Fig. 1. — Micrit cu *Macroporella selli* Cresc., secțiune transversală oblică. Malm. Valea Fierului. $\times 35$.
Micrite à *Macroporella selli* Cresc., coupe transversale oblique. Malm. Valea Fierului. $\times 35$.
- Fig. 2. — Biomicrit cu *Pfenderina salernitana* Sart. et Cresc. Dogger-Malm. Cariera Vălișor. $\times 40$.
Biomicrite à *Pfenderina salernitana* Sart. et Cresc. Dogger-Malm. Carrière de Vălișor. $\times 40$.
- Fig. 3. — Biomicrit cu *Pfenderina trochoidea* Smouth et Sugden, secțiunea transversală oblică. Dogger. Valea Fierului. $\times 42$.
Biomicrite à *pfenderina trochoidea* Smouth et Sugden, coupe transversale oblique. Dogger. Valea Fierului. $\times 42$.





1



2



3

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



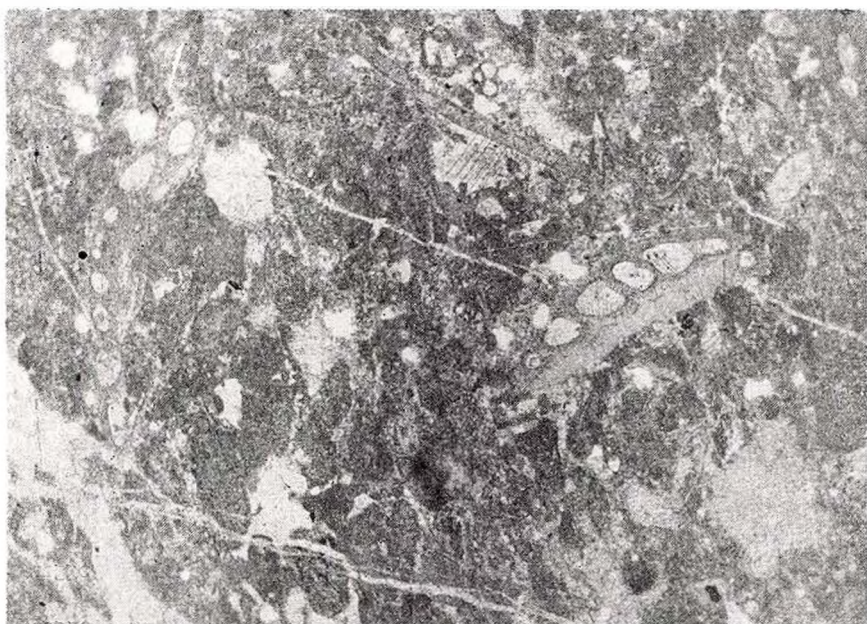
Institutul Geologic al României



PLANŞA VIII

- Fig. 1. — Biopelsparit cu *Conicospirillina basiliensis* Möhler, Dogger, Valea Fierului. $\times 42$.
Biopelsparite à *Conicospirillina basiliensis* Möhler, Dogger, Valea Fierului. $\times 42$.
- Fig. 2. — Biomicrit cu *Kilianina blancheti* Pfender, Dogger-Malm, Cariera Vălişor. $\times 42$.
Biomicrite à *Kilianina blancheti* Pfender, Dogger-Malm, Carrière de Vălişor. $\times 42$.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



Institutul Geologic al României



PLANȘA IX

- Fig. 1. — Biomicrit cu *Meyendorffina* cf. *bathonica* Aurouze et Bizon Dogger-Malm.
Căriera Vălișor. $\times 40$.
Biomicrite à *Meyendorffina* cf. *bathonica* Aurouze et Bizon. Dogger-Malm.
Carrière de Vălișor. $\times 40$.
- Fig. 2. — Micrit cu *Saccocoma* Agassiz. Malm. Valea Vălișor. $\times 40$.
Micrite à *Saccocoma* Agassiz. Malm. Valea Vălișor. $\times 40$.
- Fig. 3. — Biomicrit cu *Verneuillina* sp. Malm. Valea Fierului. $\times 40$.
Biomicrite à *Verneuillina* sp. Malm. Valea Fierului. $\times 40$.
- Fig. 4. — Biopelsparit cu *Ammobaculites* sp. Dogger-Malm. Valea Fierului. $\times 40$.
Biopelsparite à *Ammobaculites* sp. Dogger-Malm. Valea Fierului. $\times 40$.





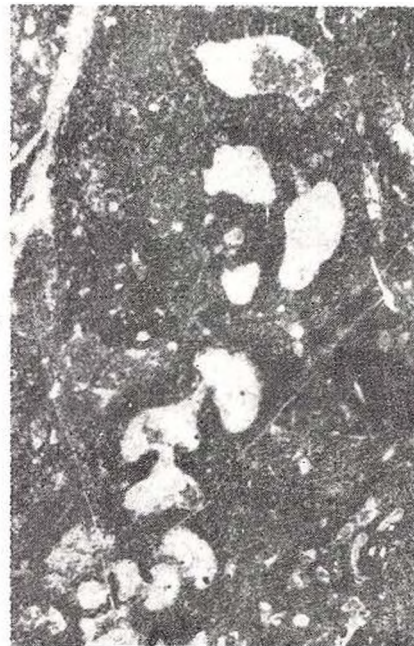
1



2



3



4

Antarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



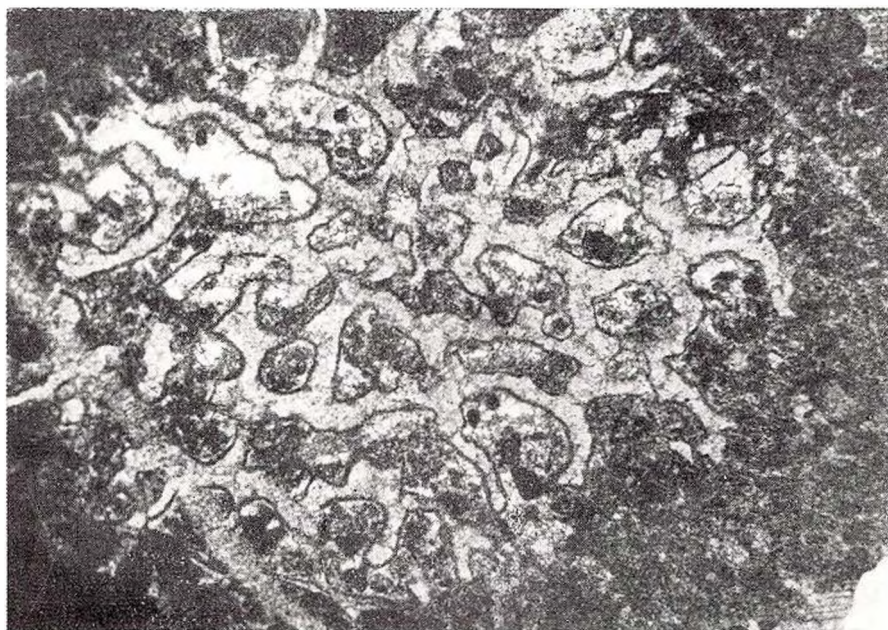
Institutul Geologic al României



PLANȘA X

- Fig. 1. — Pelsparit cu corali (*Cladocoropsis* sp.). Dogger. Valea Măgurii. $\times 40$.
Pelsparite à coraux (*Cladocoropsis* sp.). Dogger. Valea Măgurii. $\times 40$.
- Fig. 2. — Intrasparit cu briozoar (b) și radiolă de echinid (e). Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.
Intrasparite á brizoaire (b) et radiole d'échinide (e). Dogger. Valea Fierului. $\times 40$.





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică, vol. LII.



Institutul Geologic al României



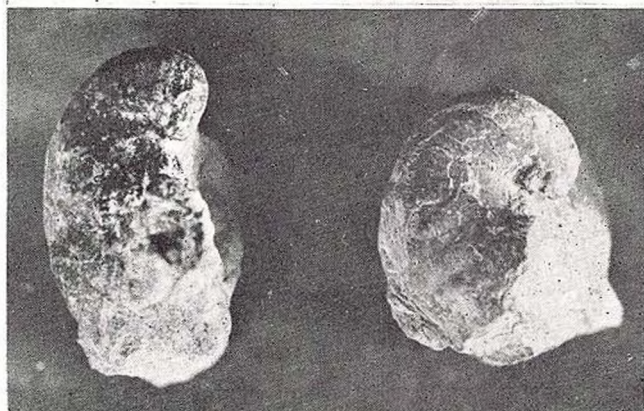
PLANȘA XI

- Fig. 1. — *Inoceramus schlönbachi* Boehm. Mulaj intern al valvei drepte. Turonian-Coniacian. Valea Valea Rusca. $\times 1$.
Inoceramus schlönbachi Boehm. Moulage interne de la valve droite. Turonien-Coniacien. Valea Rusca. $\times 1$.
- Fig. 2. — *Exogyra columba* (Lamck.). Valva ventrală. Cenomanian superior. Valea Fierului. $\times 1$.
Exogyra columba (Lamck.). Valve ventrale. Cénomanien supérieur. Valea Fierului. $\times 1$.
- Fig. 3. — *Ostrea (Alectryonia) carinata* (Lamck.). Mulaj intern. Cenomanian superior. Valea Iederii. $\times 1$.
Ostrea (Alectryonia) carinata (Lamck.). Moulage interne. Cénomanien supérieur. Valea Iederii. $\times 1$.
- Fig. 4 a, b, c. — *Ortopsis (Pseudodiadema) granularis* Cotteau; partea superioară (anală), partea inferioară (bucală) și partea laterală. Cenomanian superior. Valea Fierului. $\times 1$.
Ortopsis (Pseudodiadema) granularis Cotteau; partie supérieure (anale), partie inférieure (buccale) et partie latérale. Cénomanien supérieur. Valea Fierului. $\times 1$.





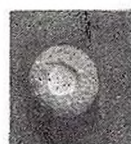
1



2



3



4a



4b

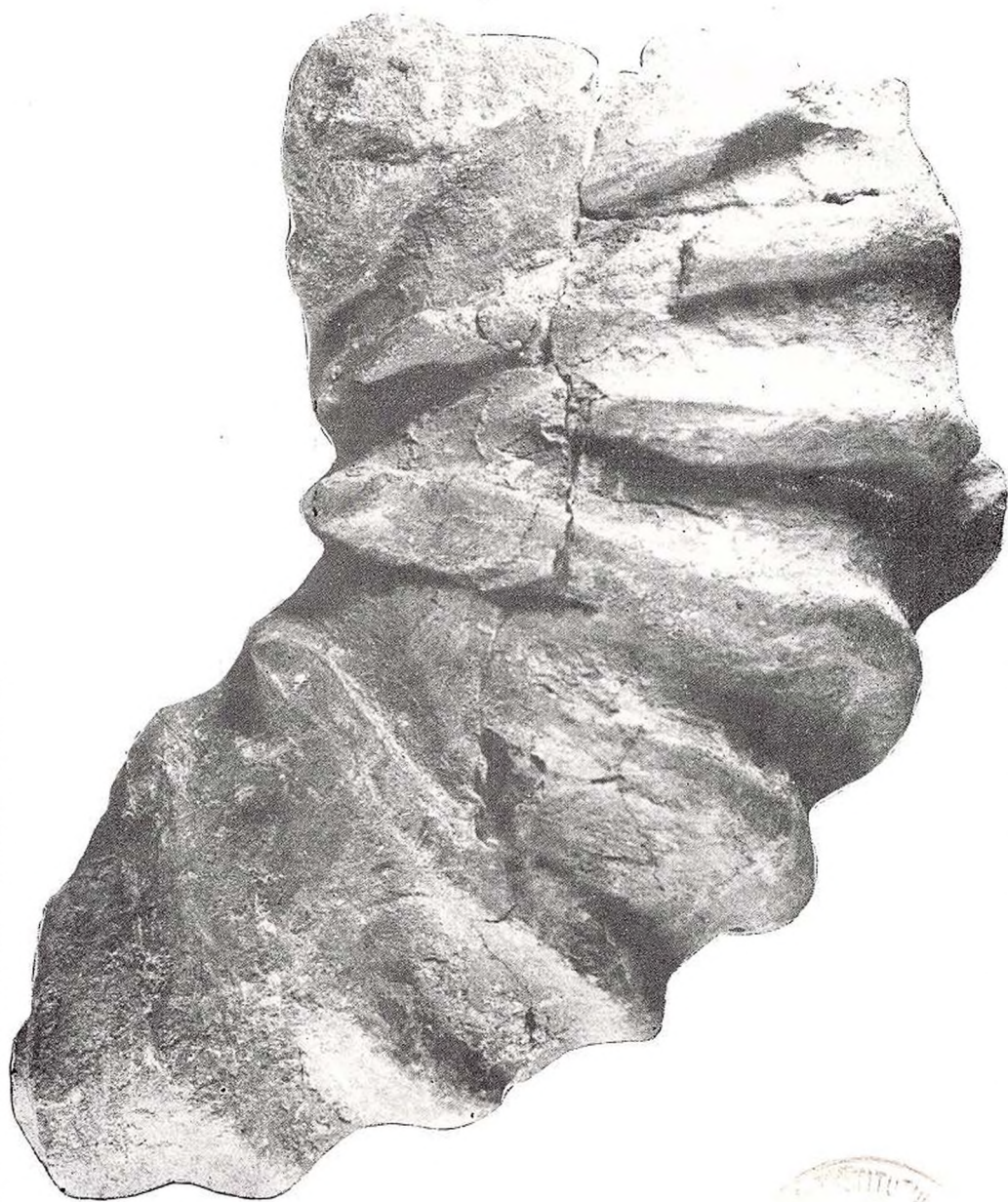


4c

PLANȘA XII

- Fig. 1. — *Calycoceras* cf. *naviculare* (Mantell). Cenomanian superior. Valca Fierului. $\times 1$.
Calycoceras cf. *naviculare* (Mantell). Cénomanien supérieur. Valea Fierului. $\times 1$.





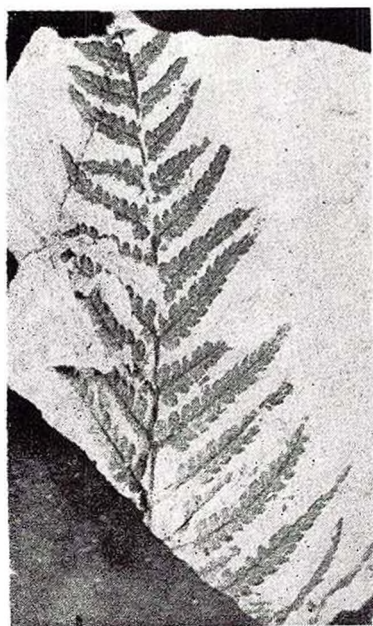
PLANŞA XIII

- Fig. 1. — *Protachantoceras* aff. *compressum* (Jukes et Browne). Cenomanian superior. Valea Iederii. $\times 1$.
Protachantoceras aff. *compressum* (Jukes et Browne). Cénomanien supérieur. Valea Iederii. $\times 1$.
- Fig. 2. — *Gleichenia zippei* (Corda). Maestrichtian. Valea Ciotorogului. $\times 1$.
Gleichenia zippei (Corda). Maestrichtien. Valea Ciotorogului. $\times 1$.
- Fig. 3. — *Asplenium* aff. *dicksonianum* Heer. Maestrichtian. Valea Ciotorogului. $\times 1$.
Asplenium aff. *dicksonianum* Heer. Maestrichtien. Valea Ciotorogului. $\times 1$.
- Fig. 4. — *Palmophyllum longirachis* (Unger). Maestrichtian. Valea Ciocanului. $\times 1/2$.
Palmophyllum longirachis (Unger). Maestrichtien. Valea Ciocanului. $\times 1/2$.





1



2



3



4

PLANȘA XIV

Fig. 1. — *Rotalipora appenninica* (Renz), $\times 50$.

Fig. 2. — *Globotruncana* aff. *renzi* (Gand.). $\times 50$.

Fig. 3 a. b. — *Globotruncana helvetica* Bolli. $\times 50$.

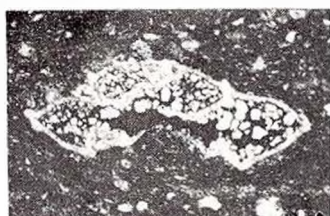
Fig. 4 a, b, c, d. — *Globotruncana angusticarinata* Gand. $\times 50$.

Fig. 5 a, b. — *Globotruncana coronata* Bolli. $\times 50$.

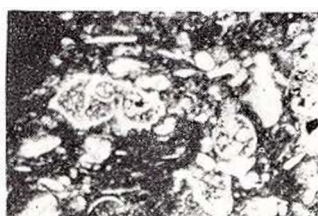
Secțiunile microscopice au fost executate în gresii calcaroase și în marnocalcare turonian-coniaciene, recoltate pe văile Maciovei, Macioviței, Calovei, Saricei, Cireșului, Negrii, Varniței etc.

Les sections microscopiques ont été exécutées en grès calcaires et en marnocalcaires turoniens-coniaciens, recueillis des vallées de Maciovei, de Macioviței, de Calovei, de Saricei, de Cireșului, de Negrii, de Varniței etc.





1



2



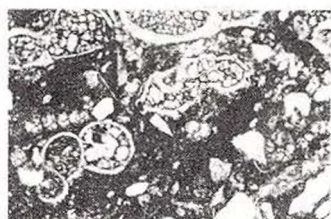
3a



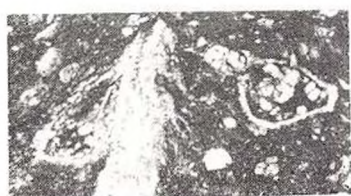
3b



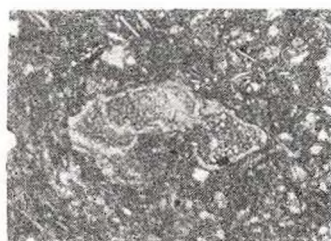
4a



4b



4c



4d



5a



5b

PLANŞA XV

- Fig. 1. — *Globotruncana inflata* Bolli. $\times 50$.
Fig. 2 a, b. — *Globotruncana lapparenti* Brotzen. $\times 50$.
Fig. 3. — *Globotruncana ventricosa* White. $\times 50$.
Fig. 4. — *Globotruncana bulloides* (Vogler). $\times 50$.
Fig. 5 a, b. — *Globotruncana tricarinata* Quereau. $\times 50$.
Fig. 6. — *Globotruncana marginata* (Reuss). $\times 50$.
Fig. 7. — *Globotruncana fornicata* Plummer. $\times 50$.
Fig. 8. — *Globotruncana arca* (Cush.). $\times 50$.

Secţiunile microscopice au fost executate în marnocalcare turonian-coniaciene, recoltate pe văile Maciovei, Macioviţei, Calovei, Saricei, Cireşului, Negrii, Varniţei etc.

Les sections microscopiques ont été exécutées en marnocalcaires turoniens-coniaciens, recueillis des vallées de Maciovei, de Macioviţei, de Calovei, de Saricei, de Cireşului, de Negrii, de Varniţei etc.

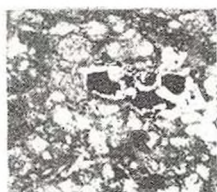




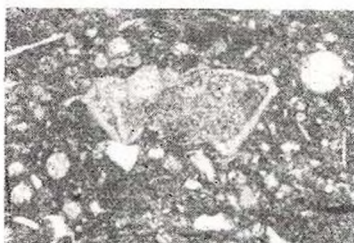
1



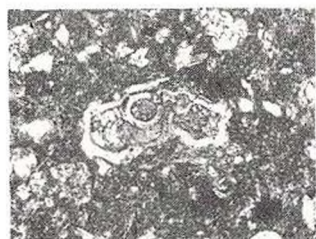
2a



2b



3



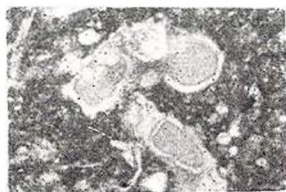
4



5a



5b



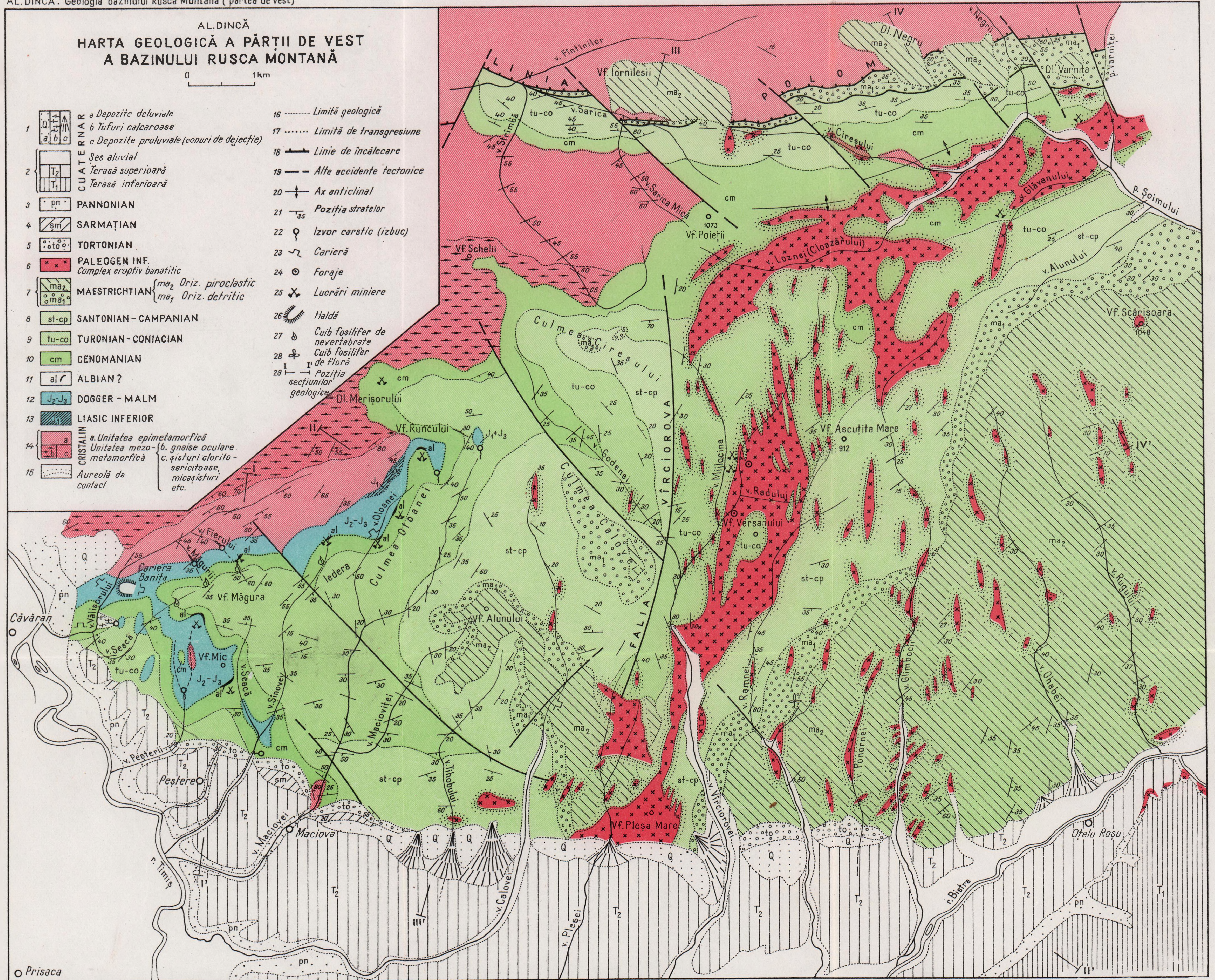
6

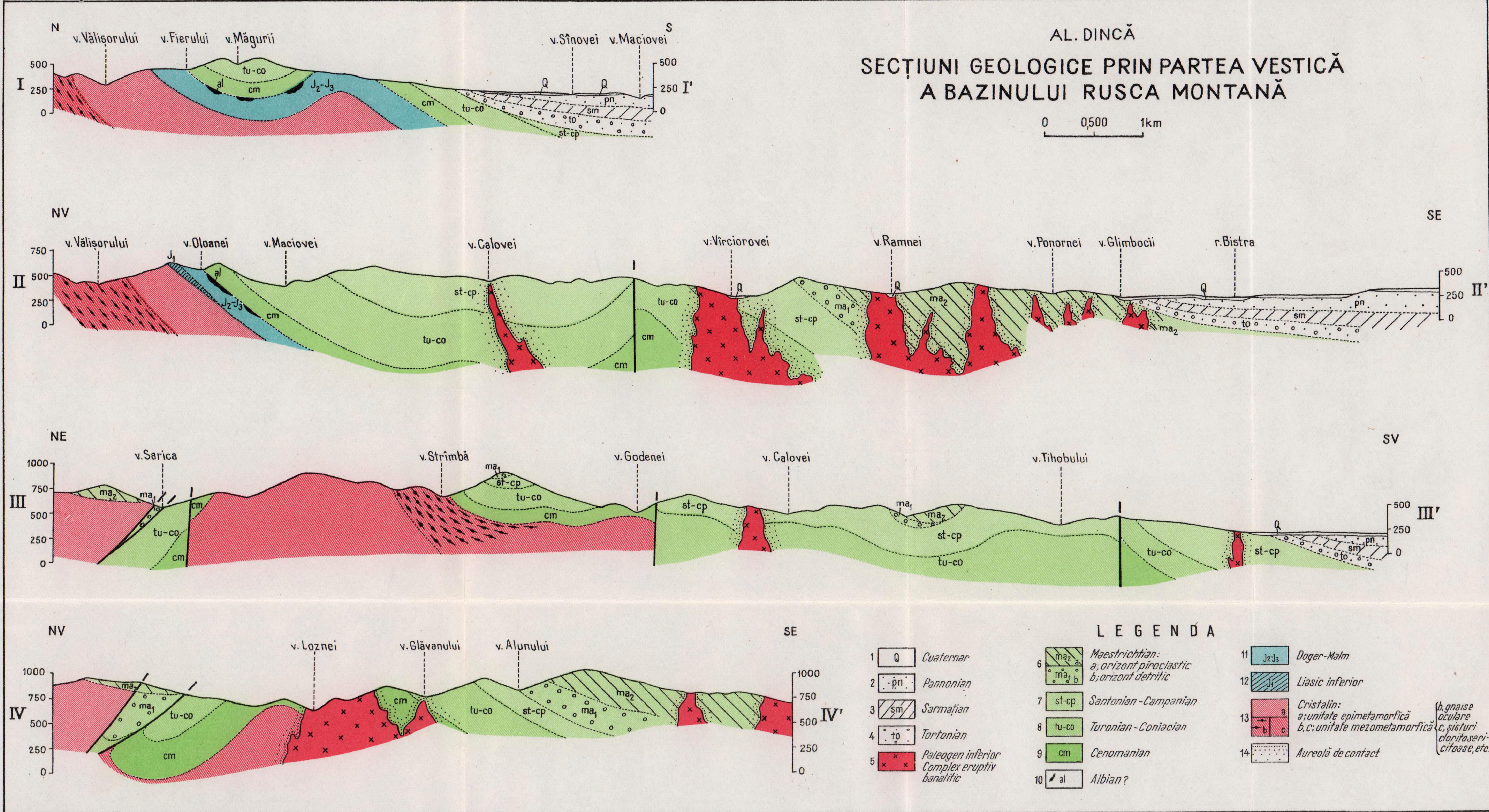


7



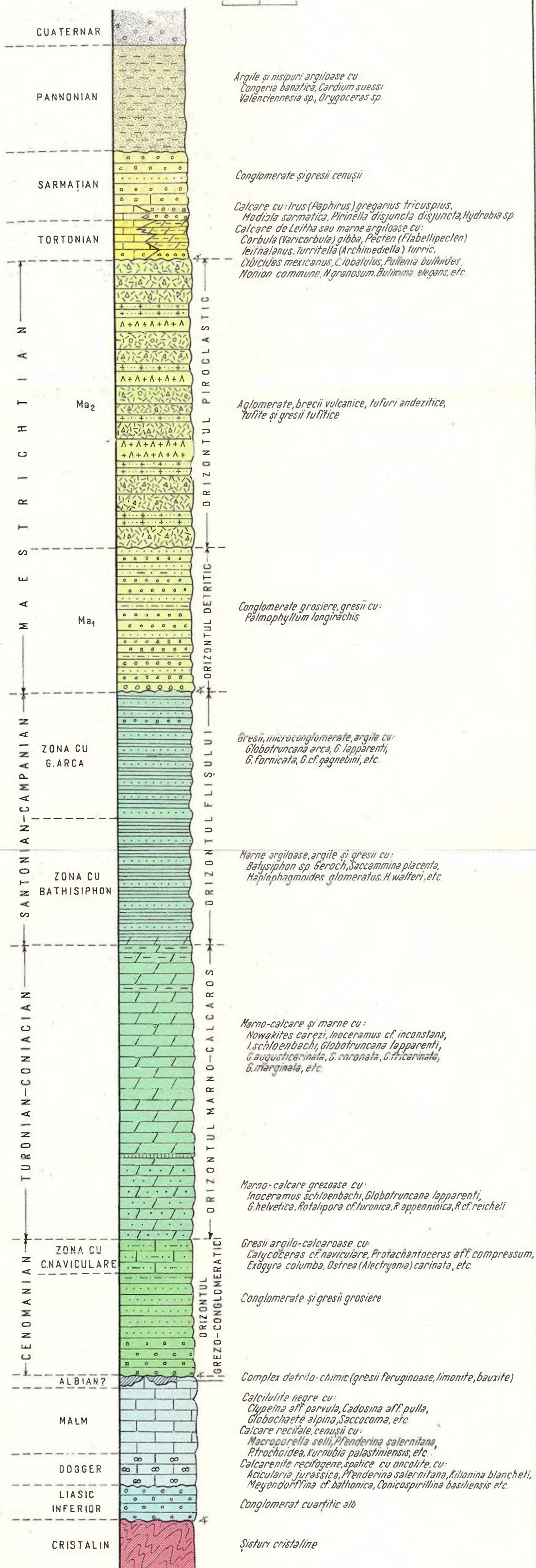
8





AL. DINCĂ COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A DEPOZITELOR SEDIMENTARE DIN PARTEA VESTICĂ A BAZINULUI RUSCA MONTANĂ

0 50 100m



Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică a purtat în decursul timpului următoarele denumiri.

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) de la t. XLIII-1975.



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT
DE
GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LII



Institutul Geologic al României